

Das Migmatitgebiet der Valle Bodengo (östliches Lepontin)

Mit 60 Textfiguren, 7 Tabellen und 4 Tafelbeilagen

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

Rudolf Hänni

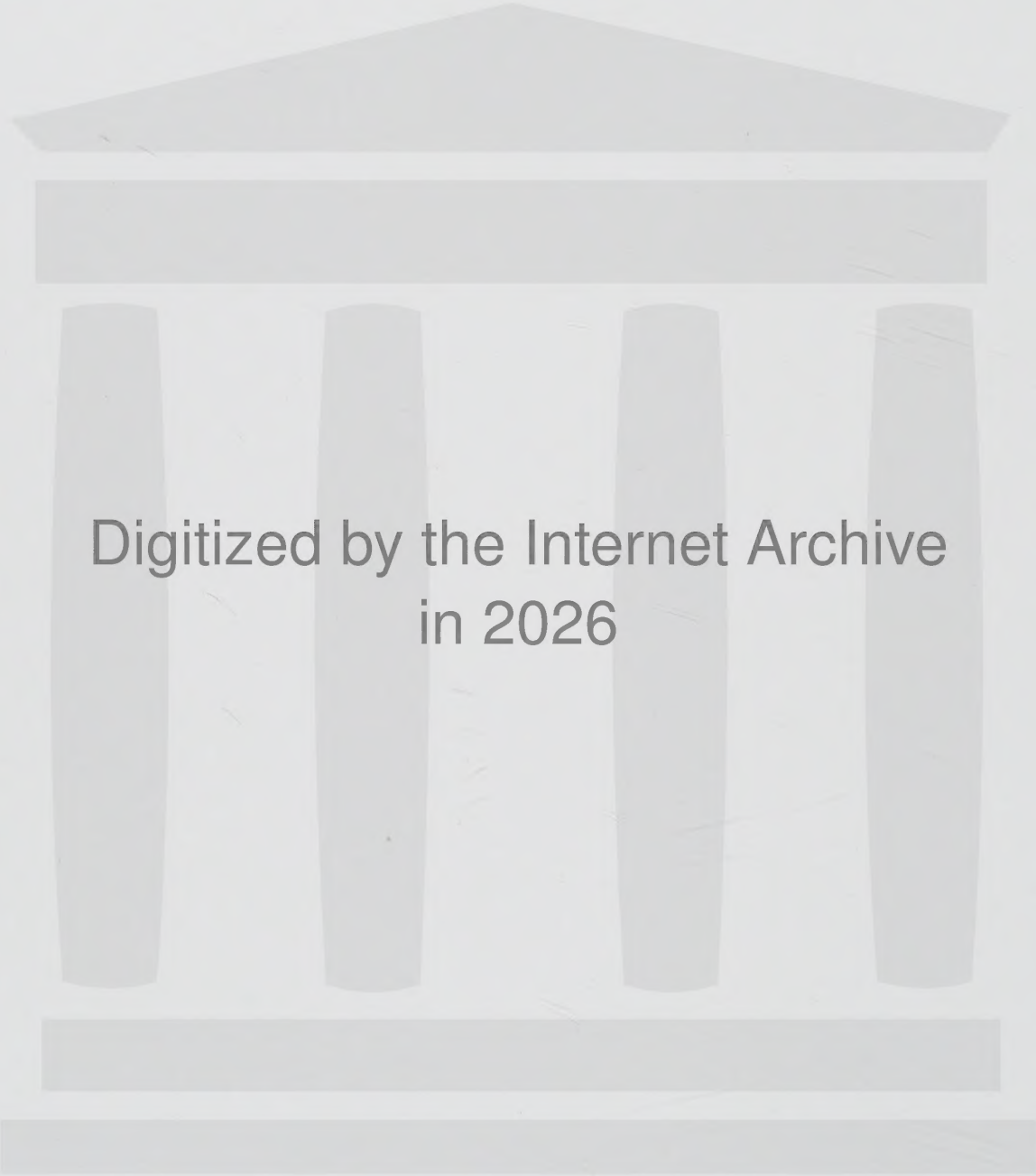
aus Leuzigen BE

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. A. Gansser

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

1972

1973



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507210_0040

Das Migmatitgebiet der Valle Bodengo (östliches Lepontin)

Mit 60 Textfiguren, 7 Tabellen und 4 Tafelbeilagen

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

Rudolf Hänny

aus Leuzigen BE

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. A. Gansser

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

1972

Mit Subventionen des Erziehungsrates des Kantons Zürich,
der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der SNG,
der Schweizerischen Stiftung für Alpine Forschungen und
der Stiftung Amrein-Troller, Gletschergarten Luzern, gedruckt.



Separatdruck aus:

Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz

Neue Folge, 145. Lieferung, 1972

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission

Vorwort der Geologischen Kommission

Im November 1970 reichte Herr Dr. R. Hänni das Manuskript seiner Dissertation «Das Migmatitgebiet der Valle Bodengo» der Geologischen Kommission ein mit der Bitte, die Arbeit in die Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz aufzunehmen.

Diese Dissertation, welche auf einer Kartierung im Massstab 1 : 10000 basiert, befasst sich mit den hochmetamorphen Gesteinsserien eines Ausschnittes der lepontinischen Gneissregion südlich der Misoxer Zone. Das Hauptgewicht der Arbeit liegt auf der detaillierten petrographischen und mineralogischen Beschreibung der verschiedenartigen Gesteinstypen, insbesondere der Migmatite; dabei werden viele, sowohl mit herkömmlichen wie auch modernen Untersuchungsmethoden erarbeitete Daten berücksichtigt. Ausführlich werden zudem Entstehung und Metamorphose der betreffenden Gesteine diskutiert. Einen weiteren wesentlichen Teil der Arbeit bildet die eingehende Darstellung der Gefügestrukturen.

Die vorliegende, reichillustrierte Arbeit stellt mit ihrer sorgfältigen Bestandesaufnahme – obschon nur zu einem geringen Teil Schweizer Gebiet betreffend – einen wertvollen Beitrag zur geologischen Landesaufnahme dar. Teile der Kartierung von Herrn Hänni werden dereinst für die Erstellung von Atlasblatt 1294 Grono Verwendung finden, mit dessen weiterer Aufnahme (östlich der Moesa) der Autor von der Kommission beauftragt worden ist.

Die Schweizerische Geologische Kommission hat in ihrer Sitzung vom 6. März 1971 beschlossen, die unter der Leitung von Herrn Prof. A. Gansser entstandene Dissertation in die Reihe der «Beiträge» aufzunehmen. Die Vornahme von Änderungen durch den Autor sowie die zeitweilige Überlastung des Büros der Geologischen Kommission verursachten eine gewisse Verzögerung der Drucklegung.

Der Autor wird an die hohen Druckkosten einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Geologischen Institut der Universität Zürich.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Herbst 1972

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. W. Nabholz

Vorwort des Verfassers

«Zu voller Klarheit bringen auch meine Arbeiten den Gegenstand nicht. Gebirge- und Lagerungsverhältnisse bieten hier zu oft Schwierigkeiten. Bald legen sich unersteigbar schroffe Felsabstürze dem geologischen Forscher in den Weg, bald unterbricht ungünstige Witterung die an sich schon mühsame Reise im Hochgebirg. Endlich geht viele Arbeit in Folge ungenügender kartographischer Grundlage frühe wieder verloren. Erst nach allem dem kommt die geologische Projection und Construction, die Deutung problematischer Lagerungen und die Entzifferung räthselhafter oder in der Zusammensetzung schwankender Gesteine.

Es ist darnach kein Wunder, wenn man unter so schwierigen Verhältnissen nach mehrjähriger Arbeit noch an der Pforte zu stehen vermeint und fast mehr Neigung fühlt, von vorn wieder anzufangen als die Ergebnisse der Forschung der Öffentlichkeit anzuvertrauen.» (ROLLE in seiner «Uebersicht der geologischen Verhältnisse der Landschaft Chiavenna in Oberitalien», 1878.)

Diese Dissertation wurde 1961 begonnen. Die Arbeit wurde mehrmals unterbrochen: 1963 und 1965 durch geologische Rekognoszierungsexpeditionen zusammen mit Prof. Dr. A. Gansser nach Bhutan im östlichen Himalaya, 1966 und 1967 durch die Einführung in die Isotopen-Geochronologie bei Dr. G. N. Hanson, Prof. Dr. M. Grünenfelder und Prof. Dr. P. Signer.

Ich danke Prof. Dr. A. Gansser herzlich für den Vorschlag dieses Arbeitsgebietes und für seine vielen Anregungen, Ratschläge und kritischen Bemerkungen.

1959 hatte ein anderer Doktorand von Prof. Dr. A. Gansser, Walter Martin (Zürich), mit seiner Dissertation in der Valle Bodengo begonnen. Am 14. Oktober 1959 stürzte er am Südgrat des Salbit-schijens tödlich ab. Seine sehr sorgfältigen Feldaufzeichnungen, die mir neben Handstücken und Photos zur Verfügung standen, stammen aus den Monaten August und September 1959.

Allen, die mir in irgendeiner Form bei dieser Arbeit geholfen haben, danke ich herzlich.

Wesentlichen Anteil durch Diskussionen, Anregungen und Kritik haben auch Prof. Dr. E. Wenk, Prof. Dr. P. Bearth, Prof. Dr. H. P. Eugster, Dr. H.-U. Nissen, Dr. B. Grauert, Dr. A. G. Milnes, Dr. V. Trommsdorff und meine Gebietsnachbarn Dr. H. Bruggmann, Dr. W. Weber, ganz besonders Dr. P. Blattner und M. Fumasoli.

Prof. Dr. M. Grünenfelder und Dr. R. Saager haben Erzminerale im Anschliff bestimmt, R. Gubser hat Kalifeldspäte auf der Elektronen-Mikrosonde analysiert.

Wertvolle Hinweise, Auskünfte, Hilfe bei der Bedienung von Instrumenten und bei der Auswertung von Daten habe ich von Prof. Dr. M. Grünenfelder, Prof. Dr. K. J. Hsü, Prof. Dr. E. Eberhard, Prof. Dr. C. Burri, Prof. Dr. F. de Quervain, Prof. Dr. E. Dal Vesco, Dr. E. Gerber, Dr. R. Schmid, Dr. F. Bianconi, Dr. W. Egli, Dr. T. Gyr, Dr. J. D. Frey, Dr. V. Dietrich, Dr. G. D. Franks, Dr. M. Corlett, S. Spalinger, E. Hilti und V. Tscherry erhalten.

Dünnschliffe und andere Präparate haben E. Schärli, M. Zuber, E. Schwyn sowie E. Glauser und H. Hänni (Basel) hergestellt. M. Zuber führte auch mehrere photographische Aufnahmen von Handstücken und die meisten Vergrößerungen aus.

Dr. ing. R. Pollini und Geometra A. Rizzi von der ENEL (Ente Nazionale per l'Energia Elettrica) in Chiavenna haben mir die Benützung der Schwebebahn, der Wärterhäuser von Bodengo und A. Orlo erlaubt. Die Angestellten der ENEL, besonders D. Gugliermana, G. Tavasci und A. Pelanconi, und viele andere Einwohner von Gordona und Coloredo haben mir bei manchen Gelegenheiten geholfen. Sie alle haben die Feldarbeit wesentlich erleichtert.

Dr. A. G. Milnes hat das Summary korrigiert. A. Codini und Prof. Dr. E. Dal Vesco haben die Übersetzung des Riassunto besorgt.

Beim Reinzeichnen der Abbildungen haben R. Wessicken und meine Studienkameraden R. Heusser, H.-U. Schmutz und J. Uttinger mitgeholfen. Frau M. Görlitz hat das Manuskript abgeschrieben. Dr. W. Flück hat als redaktioneller Bearbeiter die Arbeit mit grosser Sorgfalt durchgesehen.

Die Drucklegung wurde durch grosszügige Beiträge des Kantons Zürich, der Stiftung Dr. Joachim de Giacomini der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, der Schweizerischen Stiftung für Alpine Forschungen und der Stiftung Amrein-Troller, Gletschergarten Luzern, unterstützt.

Vor allem aber danke ich meinen Eltern. Sie haben diese Arbeit ermöglicht.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	3	2.3.1.3. Schiefrige Bändergneisse zwischen den Valli Piodella-Piloteri und der Valle Bodengo ...	51
Vorwort des Verfassers	4	2.3.1.4. Glimmerschiefer im Melanosom der Migmatite	52
1. Einleitung		2.3.1.5. Mikroskopische Beschreibung der Glimmerschiefer	53
1.1. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes ..	7	2.3.2. Kleinkörnige Biotitgneisse im Melanosom der Migmatite	55
1.2. Geologische Übersicht	7	2.4. Hornblendeführende Gesteine	56
1.3. Bisherige Arbeiten	9	2.4.1. Hornblende-Biotitgneisse	56
1.4. Bemerkungen zur Methodik und Nomenklatur ..	10	2.4.2. Hornblende-Biotitgneisse und Biotit-amphibolite mit skelettformigen Hornblende-Grosskörnern	56
1.4.1. Topographische Grundlagen	10	2.4.3. Lepidoblastische Amphibolite	57
1.4.2. Petrographische Methodik	11	2.4.4. Einfach-granoblastische Amphibolite	57
1.4.3. Petrographische Nomenklatur und Symbolik	11	2.4.5. Granoblastische Amphibolite mit buchtigen, poikiloblastischen Plagioklasen	58
1.4.4. Gefügesymbole	11	2.4.6. Plagioklas-Poikiloblasten-Amphibolite	58
2. Beschreibung der Gesteine		2.4.7. Dioritähnliche Amphibolite	59
2.1. Granitoide Gesteine	12	2.4.8. Klinopyroxenamphibolite	60
2.1.1. Oberste Partien des Adula-Kristallins ...	12	2.4.9. Symplektitische Granatamphibolite	60
2.1.2. Kalifeldspat-Augengneisse	12	2.4.10. Zusammensetzung der Plagioklase	62
2.1.2.1. Auftreten im Kartenbereich ...	12	2.4.11. Fe, Ti und Mg in Biotit und Hornblende.	63
2.1.2.2. Mesoskopische Beschreibung ..	13	2.4.11.1. Analysenmethode	63
2.1.2.3. Mikroskopische Beobachtungen	15	2.4.11.2. Analysendaten	63
2.1.2.4. Mineralogische Untersuchungen an den Kalifeldspat-Grosskristallen	18	2.4.11.3. Verteilungsanalyse	66
2.1.2.5. Dunkle Einschlüsse im Augengneiss	25	2.4.12. Ursprung der Amphibolite	68
2.1.3. Kleinkörnige granitoide Gneisse von Bodengo – Valle Piodella	26	2.5. Ultramafische Gesteine	70
2.1.4. Leukokrate, mittelkörnige, flaserige Biotitgneisse, z.T. muskovitführend	28	2.5.1. Darengo-Borgo-Zug	70
2.1.4.1. Mesoskopische Beobachtungen ..	28	2.5.2. Avert del Notaro	70
2.1.4.2. Mikroskopische Beobachtungen	29	2.5.3. Bergsturzrische westlich von Corte Seconda	72
2.1.5. Leukokrate kleinkörnige Zweiglimmer- und Biotitgneisse (bis -granite bzw. -aplite)	31	2.5.4. Forcellina di Strem	72
2.1.5.1. Mesoskopische Beobachtungen	31	2.5.5. Mikroskopische Beobachtungen	73
2.1.5.2. Mikroskopische Beobachtungen	31	2.5.6. Röntgendaten	76
2.1.6. Migmatite	33	2.5.7. Zur Entstehung der Ultramafite	76
2.1.6.1. Begriffe	33	2.6. Karbonatführende Gesteine	79
2.1.6.2. Planare (stromatitische) Migmatitgefüge	33	2.7. Bedingungen der Metamorphose	80
2.1.6.3. Lineare Migmatitgefüge (B-Migmatite)	37	3. Gefüge und Tektonik	
2.1.6.4. Alter der Migmatite	43	3.1. Tektonik	82
2.1.7. Pegmatite	43	3.2. Mesoskopische Gefügeelemente	84
2.1.8. Quarzknauer	45	3.2.1. Gefügebereiche	84
2.1.9. Zusammensetzung der Biotite	46	3.2.2. S-Flächen	84
2.2. Donadio-Gneisse	48	3.2.3. Linearstrukturen L_1 , B_1	85
2.3. Mesokrate und melanokrate Gneisse	50	3.2.4. Falten B_2	89
2.3.1. Schiefrige Zonen	50	3.2.5. Klüfte und Gänge	91
2.3.1.1. Soazza-Zone	50	3.2.6. Störungen, Vererzungen	92
2.3.1.2. Schiefrige Bändergneisse zwischen A. Ala und Avert di mezzo	51	3.3. Quarzregelung	92
		Zusammenfassung	93
		Summary	96
		Riassunto	99
		Literaturverzeichnis	102
		Geologische Karten	109

1. Einleitung

1.1. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt im Grenzbereich der italienischen Provinzen Sondrio und Como gegen den schweizerischen Kanton Graubünden (vgl. Tafel I und Blatt Nr. 277 Roveredo der Landeskarte der Schweiz 1:50000). Zwei grössere Täler führen von den Pässen S. Bernardino und Splügen nach S: 1. die Valle Mesolcina und 2. die Talfurche Valle S. Giacomo – Valle della Mera – Lago di Mezzola – Lago di Como. Sie werden durch eine Gebirgskette getrennt, von welcher in der Gegend des Pizzo Paglia – am Sasso Bodengo* (vgl. S. 10) – ein Querkamm gegen E zum M. Berlinghera und Lago di Mezzola abzweigt. Die N-Seite dieses Kammes wird durch die Valle Bodengo, die S-Seite durch die Valle di Livo entwässert.

Die Umgrenzung des Kartierungsgebietes folgt der italienisch-schweizerischen Grenzkette vom Pizzo della Forcola (2674 m) zum Pizzo Martello (2459 m), biegt um das Kar des Lago di Darengo herum zum Pizzo Cavregasco (2535 m), verläuft dann auf dem Grat der Motti Pelati gegen N und dem Talbach der Valle Bodengo (Boggia) entlang abwärts und zum Torre di Signame. Der Grat vom P. della Forcola gegen SE über A. Orlo zur Boggia bildet die NE-Grenze.

Das Dorf Gordona (283 m) ist der Ausgangspunkt des Fussweges hinauf nach Bodengo (1030 m). Von Gordona und Menarola aus werden im Sommer die Alpen der Valle Bodengo und der Nebentäler V. Soè, V. Garzelli, V. Pilotera, V. Piodella und V. Pesciadello bestossen – allerdings nur noch teilweise. Noch anfangs dieses Jahrhunderts war das Dörfchen Bodengo ganzjährig bewohnt. Die Avert di Darengo gehört zum Alpggebiet von Livo.

Von Wasserfassungen bei Bodengo, in den Valli Soè, Garzelli, Pilotera und in der Valle della Forcola wird Wasser durch Stollen zum Wasserschloss Cigolino oberhalb Mese geleitet und in der Zentrale Mese der ENEL ausgenutzt. Die ENEL unterhält eine Material-Luftseilbahn von Gordona nach Bodengo.

1.2. Geologische Übersicht

Die geologische Gliederung der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes ist auf Tafel I dargestellt. Im N und NE liegen die Kristallinkörper der penninischen Überschiebungsdecken Adula, Tambo und Suretta in dieser Reihenfolge übereinander, getrennt durch tonige und karbonatische Sedimente wahrscheinlich mesozoischen Alters. Die Schichtflächen fallen hier auf der E-Seite der Ticino-Kulmination gegen NE bis SE ein, so dass im Kartenbild vom N-Tessin gegen Graubünden sukzessive höhere tektonische Einheiten aufeinanderfolgen.

Die Tessiner Alpen im W und NW bestehen aus riesigen Gneissmassen, deren Struktur von einem zusammenhängenden bogenförmigen Muster von flachen bis steilen Faltenachsen und Lineationen charakterisiert wird, das auch in den angrenzenden Partien der Adula-Decke und den mesozoischen Sedimenten auftritt und deshalb nach der Deckenbewegung entstanden ist (E. WENK 1955). In dieser *lepon-tinischen Gneissregion* (E. WENK 1956) hat die Metamorphose während der alpinen Orogenese die Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht, und es ist zur Mobilisierung von granitoidem Material gekommen, über deren Ausmass die Meinungen geteilt sind. Eine grössere Anzahl von Untersuchungen über die regionale Verteilung von mineralchemischen und petrographischen Metamorphose-Indikatoren wurden durchgeführt:

- Vorkommen von Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Choritoid, Staurolith, Disthen und Sillimanit (E. NIGGLI & C. R. NIGGLI 1965);

- Auftreten von Grammatit, Diopsid, Forsterit und Skapolith in kiesligen Karbonatgesteinen (TROMMSDORFF 1966);
- An-Gehalt der Plagioklase in den Paragenesen mit Calcit (E. WENK 1962) und Hornblende (WENK & KELLER 1969);
- Rb/Sr- und K/Ar-Alterswerte an Biotiten und Muskowiten (JÄGER, NIGGLI & WENK 1967; ARMSTRONG, JÄGER & EBERHARDT 1966);
- Verteilung von Al auf Muskowit und Biotit in Zweiglimmergesteinen (E. WENK 1970a).
(Weitere Arbeiten: BAMBAUER, BRUNNER & LAVES 1962; WENK et al. 1963; GRAESER & NIGGLI 1967; NISSEN 1967b; H. R. E. WENK 1967; SCHWANDER, HUNZIKER & STERN 1968).

Diese Arbeiten haben im wesentlichen ein übereinstimmendes Bild geliefert: konzentrische «Iso-graden» umschliessen im W, N und E ein in W–E-Richtung ausgezogenes Gebiet hochgradiger Metamorphose zwischen der Valle Antigorio und dem E-Rand des Bergeller Granitkörpers: Sillimanit, Disthen, Staurolith, Karbonatgesteine mit Diopsid und Plagioklas $An > 85$, Amphibolite mit Pyroxen und Plagioklas $An > 50$ kommen häufig vor. Die Isograden verlaufen oft quer zu den lithologischen und tektonischen Einheiten. Im S wird diese Anordnung durch die steile Störungsfläche der Iorio-Tonale-Linie scharf abgeschnitten. Das angrenzende Kristallin der Südalpen ist von der alpinen Metamorphose kaum beeinflusst worden (z. B. GANSSER 1968).

Rb/Sr-Isotopenalter von Biotit werden von JÄGER als Zeitpunkt der Abkühlung auf etwa 300 °C interpretiert; im östlichen Lepontin ist diese Temperaturmarke vor 15–25 Mio. Jahren durchlaufen worden.

Die tektonische Gliederung der lepontinischen Gneissregion stützt sich vor allem auf Bündnerschiefer- und Marmorzüge, die mit den mesozoischen Sedimenten im N der Kristallindecken zusammenhängen und deshalb als Trennzonen zwischen den Kristallindecken gesichert sind (z. B. Misoxer Zone, V. Soja, P. Molare, Campolungo). Im zentralen und südlichen Lepontin fehlt dieser Zusammenhang meistens. Marmorzüge und -linsen treten isoliert im Gneiss auf, und die Versuche, sie über benachbarte Glimmerschiefer- und Amphibolitlagen zu verbinden, haben zu einer Reihe von sich widersprechenden Resultaten geführt (s. Tafel IV in P. NIGGLI et al. 1936; Diskussion bei E. WENK 1953, BLATTNER 1965, S. 985–987). Im Gebiet der Übersichtskarte auf Tafel I sind die Bündnerschiefer und Marmore der Misoxer Zone vom Rheinwald bis südöstlich des Passo della Forcola verfolgbar (FRISCHKNECHT 1923, GANSSER 1937, STROHBACH 1965, WEBER 1966). Die mesozoische Grenzzone zwischen Adula-Kristallin und der darunterliegenden Simano-Decke ist aus der Gegend von Olivone zusammenhängend bis in die Val Malvaglia verfolgbar (JENNY 1923, in JENNY et al. 1923; EGLI 1966). Nach JENNY (loc. cit.) und STRASSER (1928) verläuft die Grenze zwischen Simano- und Adula-Kristallin gegen S über teilweise zusammenhängende Lagen von Amphiboliten, Quarziten, Glimmerschiefern und Marmorlinsen. Sie quert den Grat zur Val Calanca nördlich des Pizzo di Claro. Von der Calancasca (Sta. Domenica) zur Moesa (Sorte) zieht KÜNDIG (1926, S. 9–10) die Grenze zwischen mächtigen Zweiglimmer-Orthogneissen im Hangenden und lagigen Zweiglimmergneissen. KOPP (1923, Fig. 1), STAUB (1924, S. 41), BELLIN (1929, S. 23–26) und BRUGGMANN (1965, S. 20/21, 33–37) führen sie östlich der Moesa weiter gegen Promegn in der Val Cama, wo Marmore und Ultramafitite auftreten, und entlang Paragneissen, Glimmerschiefern, Amphiboliten, Granatapliten und einzelnen Marmor- und Ultramafititlinsen zur Bocch. d'Agnon östlich des P. Paglia und – einem Amphibolitzug folgend – südlich des Passo del Orso über den Grat in die Valle di Darengo (s. FUMASOLI, im Druck).

Bei Lostallo quert eine Grossstruktur, die *Cressim-Antiform*, die Valle Mesolcina in südöstlicher Richtung. Die Umbiegung ist zuerst von STAUB (1916, S. 2) in der W-Flanke des Sass Castell entdeckt worden. Später wurde sie von KOPP (1923, S. 262) am Pizzo di Cressim und von KÜNDIG (1926, S. 11) in der E-Flanke des Pizzo di Groven gefunden. E. WENK (1956) hat den direkten Zusammenhang mit dem gegen Novate abtauchenden Gewölbe aufgezeigt, das bereits bei ROLLE (1882, Geol. Karte d. Schweiz) und bei REPOSSI (1916, S. 49–50) angedeutet ist. STAUB (1916, S. 24) und KOPP (1923, S. 264/265) korrelieren die Cressim-Falte sogar mit dem Gewölbe von Lanzada – Passo d'Ur auf der E-Seite des Bergeller Granits, allerdings über den P. di Prata.

Nach KÜNDIG (1926) und BELLIN (1929) tritt bei Lostallo die Simano-Einheit im Innern des Gwölbes an die Oberfläche – als Fenster von etwa 4 km Durchmesser. Ohne Detailkartierung ist diese Hypothese nicht zu beurteilen. Übrigens fehlt dieses Simano-Fenster auf einer späteren tektonischen Kartenskizze von KÜNDIG (in P. NIGGLI et al. 1936, Tafel IV, Fig. 11).

Der alpin-intrusive *Granit von Novate* (– *S.Fedelino*) und die kleineren, petrographisch ähnlichen Gneissdome von Valle Soè und Garzelli liegen ziemlich genau im Kern der Cressim-Antiform bzw. in einem nördlich parallellaufenden Nebengewölbe (Garzelli) (E. WENK 1956, PICCOLI 1962, BLATTNER 1965). Die Gneissdome von Soè und Garzelli liegen im Grossen konkordant zu den umhüllenden Gneissen und Schiefern, deren komplizierte Migmatitgefüge mindestens teilweise während der alpinen Hauptphase durch Verformung, Schmelzvorgänge und lokale Metasomatose gebildet wurden (BLATTNER 1965).

Südlich und parallel der Cressim-Antiform folgen mehrere Grossfalten, deren Achsen mit 40–50° gegen SE fallen (BRUGGMANN 1965, S.15/16). Direkt benachbart ist die P. Paglia-Antiform, deren Achsenebenen-Spur etwa von Cama nördlich am P. Paglia vorbei in die obere Val del Dosso verläuft. In der Valle di Darengo treten Komplikationen auf (FUMASOLI, im Druck). Die Abgrenzung zwischen Simano- und Adula-Einheit ist mindestens im E der Val Calanca sehr problematisch – und damit auch die Frage nach ihren «Deckenwurzeln».

Die Verhältnisse im E der Valle della Mera sind noch wenig bekannt (MERLA 1935). Die Zone alpiner Amphibolitfazies setzt sich offenbar zum Bergeller Granit fort, wobei hier auch Wollastonit (TROMMSDORFF 1968) und wahrscheinlich auch Cordierit (REPOSSI 1916; SCHWANDER & STERN 1969) verbreitet auftreten. Zwei Hypothesen betreffen die Fortsetzung der Misoxer Zone:

1. über die Ophiolithe von Chiavenna nach E zum Kontakt des Bergeller Granits (ROLLE 1881, S.28; STAUB 1916, S.24; 1924, S.41/42);
2. Aufspaltung der Misoxer Zone in einen nördlichen (wie 1.) und in einen südlichen Teil, der in der W-Flanke des P. die Prata gegen SE zum Marmor von S. Giorgio südwestlich von Novate zieht und gegen W in den Paina-Marmorzug umbiegt (STAUB 1937, S.60; 1946; 1958, S.128/129 und Tafeln II, III; E. WENK 1956).

Die granitoiden Gneisse des P. di Prata werden je nachdem als Adula-Kristallin, obere Abspaltung der Adula-Decke, untere Abspaltung der Tambo-Decke oder als selbständige, eventuell autochthone Einheit betrachtet.

Eine eingehende Darstellung der gegenwärtigen Anschauungen über die Natur der alpinen Metamorphose im Lepontin geben E. NIGGLI (1970) und E. WENK (1970b).

1.3. Bisherige Arbeiten

BLATTNER (1965, S.981–992), BRUGGMANN (1965, S.9–13) und WEBER (1966, S.4–9) stellen die Entwicklung der geologischen Anschauungen über die Gebirgskette zwischen Valle Mesolcina und Valle della Mera eingehend dar, so dass ich hier nur die Arbeiten anführe, die das eigentliche Untersuchungsgebiet betreffen.

In der «Carte géologique de la Suisse» 1:380000 von STUDER & ESCHER (2^e édition, 1867) sind innerhalb von «Micaschiste et Gneiss» bereits einige im Prinzip zutreffende Einzelheiten eingetragen: ein Fleck mit etwa 2 km Ø von «Granite massif» um A. Valle di sotto (vgl. S. 14), ein ähnlicher Fleck von «Roches amphibolitiques» zwischen Corte Terza und Corte Seconda (vgl. Tafel I), sowie «Schiste vert» als Fortsetzung der «Schistes» der Misoxer Zone in der nördlichen Valle Pesciadello, nördlich A. Ala–A. Cima (vgl. 2.3.1.2, 2.3.1.1.).

ROLLE (1878, 1879, 1881) hat bei der Aufnahme von Blatt XIX (Bellinzona–Chiavenna) der Geologischen Karte der Schweiz 1:100000 (1882) auch die Valle Bodengo besucht, die er vollständig als «Gneis» kartiert und tektonisch dem autochthonen «Tessiner Faltungsgebiet» oder «Tessiner Massiv» zuordnet, das sowohl Tessiner Alpen als auch Adula-Gruppe umfasst (1878, S.7). Er gibt – mei-

stens richtig – das Einfallen der Schichten an am Kamm A.Orlo–A.Cima, um Avert di mezzo und zwischen Bodengo und Corte Terza.

KOPP (1923) verfolgt die Grenze zwischen Simano- und Adula-Decke östlich der Valle Mesolcina und beschreibt kurz und im wesentlichen zutreffend die Cressim-Antiform und die Gesteine zwischen P.Martello und P. della Forcola mit neuen Einzelheiten. Kleinere «Paragneis»-Fetzen im «Orthogneis» deutet er als Intrusionseinschlüsse.

STAUB (1924, S. 42; 1923) beobachtet bei Corte Terza die Umbiegung der Cressim-Antiform und sucht vergeblich nach Trias-Sedimenten der Grenze zwischen den Wurzeln der Adula-Decke im N und der Tambo-Decke im S. Die Grenze, die vom Algaletta–Castaneda-Marmorzug über P. Paglia–Novate in die Val Masino zieht, ist in der Valle Bodengo nur durch «ein mächtiges Band von Paraschiefern» (? , evtl. Notaro–Cavregasco, s. 2.5.2.) markiert. Später revidiert STAUB (1946) sein regionales Bild: Die S-Grenze der Adula-Wurzel entspricht nun der Linie Castione – Bocch. di Paina – Lago di Mezzola.

Die steil NE-fallenden Schichtplatten des Torre di Signame südlich von Gordona erwähnt STAUB mehrmals (1924, S. 42; 1937, S. 60).

BELLIN (1929) bearbeitet als Dissertation (Universität Zürich) das Gebiet zwischen Moesa und dem Grat P. della Forcola – P. Paglia (vgl. S. 50, 51, 55 und 73 der vorliegenden Arbeit).

E. MINUCCI kartiert in den dreissiger Jahren u. a. die Valle Bodengo und ihre Nebentäler für das Blatt Chiavenna der Carta geologica d'Italia 1:100000 (1941). Das ganze Gebiet gehört zur «serie Forcola–Berlinghera», die zum grossen Teil aus «gneiss granitoidi biotitici e a due miche» besteht. Die Karte enthält eine ganze Reihe neuer Angaben, z. B. Amphibolitlinsen (s. 2.5.3., 2.5.4.), Augengneisse zwischen Torre di Signame und Barzena, das Glimmerschiefer-Band der «Soazza-Zone» im SE des P. della Forcola (2.3.1.1.) und den Soè-Gneissdom als «granito di S. Fedelino (terziario)». CATALISANO hat die S-Seite der Paglia–Berlinghera-Kette aufgenommen und gibt Pegmatite u. a. in der S-Wand des Sasso Bodengo* an (vgl. 2.1.7. sowie CATALISANO 1936). MINUCCI hat keine Erläuterungen zu seiner Kartierung publiziert.

In einer grundlegenden Arbeit verfolgt E. WENK (1956) in der Valle Bodengo vor allem die Beziehungen zwischen mesoskopischen Lineationen, den Grossfalten des P. di Cressim und von Novate und den Graniten und Migmatiten. Er hält ein alpines (leontinisches) Alter dieser Erscheinungen für wahrscheinlich.

In Blatt 8 (Engadin) der Geologischen Generalkarte der Schweiz 1:200000 (1964) sind die Gneissdome von V. Soè und V. Garzelli bereits nach den Angaben von BLATTNER eingetragen.

Die Nachbargebiete im SE, W und N werden in neueren Dissertationen behandelt, auf deren Ergebnisse ich in dieser Arbeit häufig hinweise:

BLATTNER (1965), Universität Basel: Valli Soè, Garzelli, N-Teil der Valle di Darengo.

BRUGGMANN (1965), Universität Zürich: Valli Cama, Leggia, Grono.

WEBER (1966), ETH Zürich: Val della Forcola, Valle della Forcola, Truzzo-Gebiet.

FUMASOLI (im Druck), Universität Zürich: S-Teil der Valle di Darengo, Valle del Dosso und im S anschliessendes Gebiet bis ins Kristallin der Südalpen.

1.4. Bemerkungen zur Methodik und Nomenklatur

1.4.1. Topographische Grundlagen

Als topographische Grundlage der Kartierung wurden Vergrösserungen 1:10000 der Landeskarte der Schweiz (LK) 1:50000, Blatt 277 Roveredo, verwendet.

Im Text wurden geographische Namen, die nicht in dieser Karte angegeben sind, sondern aus der Carta d'Italia 1:25000, Blätter Bodengo, Chiavenna, Livo, stammen, mit * bezeichnet:

Sasso Bodengo*, 2410 m	Eckgipfel der Valli Bodengo, Cama und Darengo
P. Camparasca*, 2315 m	Gipfel ca. 530 m SSE des P. di Sambrocc
Brugiada*	Alpdörfchen ca. 300 m NE von Pra Pincè

I Casoni*	Alp W von P.1110 der LK in der Valle Pilotera
Lago di Piodella*	kleiner, seichter See ENE des P. di Piodella; P.2202 LK
A. Vesena*	Alp P.1772 LK, ca. 300 m SE von A. Pregassone
Avert del Notaro ist auf der LK als A. del Notaro angegeben.	

1.4.2. Petrographische Methodik

Ein grosser Teil der Dünnschliffe wurde zur Unterscheidung von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat gefärbt nach der Methode von BAILEY & STEVENS (1960). Für die Differentialfärbung von Calcit und Dolomit wurde Hämatoxylin verwendet (s. GYGI 1969, S.13). Modalanalysen und -schätzungen wurden fast ausschliesslich an gefärbten Dünnschliffen durchgeführt.

Die U-Tisch-Messungen erfolgten meist bei orthoskopischem Strahlengang. 2V von Kalifeldspäten wurde z.T. konoskopisch gemessen (S. 23).

An-Gehalte von Plagioklas wurden auf dem U-Tisch nach der Methode von FEDOROFF (REINHARD 1931) und mit der Auslöschungsschiefe $X' \wedge$ Spur von (010) im Schnitt senkrecht zu [100] (RITTMANN 1929) bestimmt. Auswertung nach BURRI, PARKER & WENK (1967).

Röntgen-Pulveraufnahmen: Zur Mineralidentifizierung wurden DE-WOLFF-Guinier-Kameras ($\varnothing$ 114,6 mm) mit $\text{FeK}\alpha$ - oder $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung verwendet. Die Filme wurden meistens nach der ASTM-Kartei (American Society for Testing Materials) ausgewertet, oft mit Hilfe von auf Transparent gezeichneten Strichdiagrammen, die mir Dr. V. Dietrich zur Verfügung stellte.

1.4.3. Petrographische Nomenklatur und Symbolik

Die Farbe von Biotit und Hornblende im Mikroskop wird mit den englischen Bezeichnungen in Anführungszeichen und den Symbolen der Rock Color Chart (Geological Society of America, 1963) angegeben und beziehen sich auf normale Schliffdicke und künstliche Mikroskop-Beleuchtung mit Blaufilter.

Korngrössenangaben nach P. NIGGLI (1948, S.150), vereinfacht: grobkörnig $> 3,3$ mm; mittelkörnig 3,3–1 mm; feinkörnig 1–0,33 mm; feinkörnig 0,33–0,1 mm; sehr feinkörnig $< 0,1$ mm $\varnothing$. Die Angaben beziehen sich auf die volumenmässig vorherrschenden Korngrössen.

In ausführlichen Gesteinsnamen sind die charakteristischen Gemengteile in der Reihenfolge zunehmenden Volumenanteils angeordnet, z. B. (Muskowit)-Biotit-Plagioklas-Kalifeldspatgneiss.

Dimensionsangaben: Z. B. «dm-, m-, 10-m-Bänke von Augengneissen» bedeutet, dass die Mächtigkeit der Bänke zwischen 1 dm und 100 m variiert.

Gneiss und Schiefer werden im Sinne von E. WENK (1963) nach dem mesoskopischen Gefüge unterschieden und nicht nach dem Feldspatgehalt. In schiefrigen Bändergneissen wechseln Schiefer- und Gneisslagen ab.

Die Intensität eines Gemengteils «gibt Auskunft, ob da, wo ein Mineral auftritt, es in relativ grossen oder kleinen Mengen vorhanden ist» (P. NIGGLI 1948, S.135).

Mesoskopisch (TURNER & WEISS 1963, S.15/16) bedeutet: in der Dimension Handstück bis Aufschluss.

Die Begriffe leukokrat und mesokrat beziehen sich in dieser Arbeit auf die mittleren Grautöne des Leukosoms und des Melanosoms der Migmatite (S.33, vgl. z.B. Fig.21, 23): die Grenze liegt etwa zwischen 15–20 Vol.-% Biotit + Hornblende, hololeukokrate Gesteine enthalten $< 3\%$. STRECKEISEN (1967, S.193) fixiert die Grenzen bei 10 und 35 Vol.-% mafischer Gemengteile. RONNER (1963, S.44) schlägt mit guten Gründen einen relativen Gebrauch der Begriffe vor.

1.4.4. Gefügesymbole

Da Gefügesymbole in der Literatur sehr uneinheitlich verwendet werden (z. B. SANDER 1948, TURNER & WEISS 1963, FLINN 1965, RAMSAY 1967), sind die in der vorliegenden Arbeit benutzten Bezeichnungen nachstehend definiert.

$X > Y > Z$	Hauptachsen des Deformationsellipsoids (RAMSAY 1967).
L	Lineationen, definiert durch parallele Orientierung der Längsachsen von anisometrischen Mineralkörnern oder Gesteinsdomänen.
B	Achsen von Falten beliebiger Grössenordnung.
S	Raumstetige (penetrative) planare Gefügeelemente = S -Flächen. S_1 und S_2 bezeichnen Planartexturen parallel zur Achsenebene von B_1 - bzw. B_2 -Falten.
a, b, c	Geometrische, rechtwinklige Gefügekoordinaten (s. TURNER & WEISS 1963, S.87–90).

2. Beschreibung der Gesteine¹

2.1. Granitoide Gesteine

2.1.1. Oberste Partien des Adula-Kristallins

Die obersten Partien des Adula-Kristallins sind nur nördlich des Untersuchungsgebietes aufgeschlossen und wurden von WEBER (1966) beschrieben und gegliedert:

Die *Castello-Zone* im Liegenden der Misoxer Zone besteht aus einer heterogenen Serie. Verschiedene Typen von Gneiss und Schiefer, zusammen mit Amphibolit und Marmor, wechsellagern in dm- und m-Bereich. Die Gesamtmächtigkeit beträgt am Passo della Forcola knapp 100 m.

Die südlich darunter folgende *Palignera-Zone* ist einheitlicher zusammengesetzt und weist am Pizzo della Forcola eine Mächtigkeit von 400–500 m auf: vorwiegend augige Biotit-Kalifeldspatgneisse, z. T. mit Muskowit, lokal diaphoretisch in chloritreiche Gesteine umgewandelt. Gegen NW treten zunehmend auch flasrige Zweiglimmergneisse auf. Auf Blatt Chiavenna (Carta geologica d'Italia 1:100000) sind die Gesteine der Palignera-Zone als «gneiss muscovitici (tipo Zervreila)» und «gneiss occhiolati» ausgeschieden. Im Untersuchungsgebiet ist die Palignera-Zone auf den Gipfelaufbau des Forcola beschränkt (s. Fig. 44). Der Gipfel² liegt in mittel- bis grobkörnigem, lentikular-augigem (Muskowit)-Biotit-Plagioklas-Kalifeldspatgneiss. Spindelförmige Kalifeldspat-Grosskristalle und Kalifeldspat-Quarz-Aggregate liegen in einer flasrigen Matrix, wobei sich ihre Längsachsen auf den mit 40–50° gegen NNE fallenden *S*-Flächen als Lineation zeigen, welche L_1 entspricht (vgl. 3.2.). Mikroskopisch ist das Gefüge ungleichkörnig, grano- bis lepidoblastisch, mit lentikular-flasriger Anordnung der Gemengteile. Sehr feinkörniges, serizitdurchsetztes, kataklastisches Material tritt in Nestern und Zügen auf. Auch die Kalifeldspat-Augen sind wohl durch Kataklaste von z. T. idiomorphen Grosskristallen (2.1.2.) entstanden.

Der unterste Teil der Palignera-Zone wird durch feinkörnige, gut gebankte bis plattige Biotitgneisse (z. T. muskowitführend) gebildet, die dem «Donadio-Typ» (2.2.) entsprechen. Sie fallen durch diese Ausbildung und die hellere Farbe im Gelände gegenüber den darunter folgenden, braun anwitternden Glimmerschiefern der *Soazza-Zone* (2.3.1.1.) auf.

Für weitere Angaben verweise ich auch auf die Arbeit von WEBER (1966, S. 11 ff.).

2.1.2. Kalifeldspat-Augengneisse

Ich verwende den Begriff «Augengneiss» rein beschreibend im Sinn von «porphyrischem» bzw. «porphyrkörnigem» Gneiss nach P. NIGGLI (1948, S. 147): relativ grobe Einsprenglinge liegen in einer feineren Grundmasse, wobei die Einsprenglinge sowohl augige, knollige als auch idiomorphe Querschnitte zeigen dürfen. Die Beschränkung des Begriffes auf reine Linsenformen (Augen!) wird in der Literatur nicht durchgeführt. Die im folgenden beschriebenen Gesteine zeigen, dass linsige und idiomorphe Umrisse bei verschiedenen Querschnitten des gleichen Kristalls auftreten können (ein auch in anderen Gneissgebieten häufiger Fall). «Porphyrisch», «porphyroblastisch» und andere Begriffe werden in der Literatur meist mit genetischer Bedeutung verwendet.

2.1.2.1. Auftreten im Kartenbereich

Kalifeldspat-Augengneisse treten vor allem in einer Zone auf, die vom Torre di Signame – einer etwas ins Meratal vorgeschobenen Pyramide südlich von Gordona – in WNW-Richtung zum italie-

¹ Chlorit wird bei den einzelnen Gesteinstypen im allgemeinen nicht beschrieben. Die Biotite sind je nach Verwitterungsgrad oder Zerklüftung der Gesteine mehr oder weniger chloritisiert parallel zur (001)-Spaltbarkeit, z. T. mit feinen Erzschnüren (teilweise Titanit?). Der Chlorit ist meist schwach gras- bis gelbgrün gefärbt. Zwei Arten treten auf, oft eng miteinander verwachsen: 1. graubraune Interferenzfarben, Elongation negativ; 2. violette bis blaue Interferenzfarben, Elongation positiv. Nach ALBEE (1962, in TRÖGER 1967, S. 569) handelt es sich um Mg-Fe-Chlorit bzw. Fe-Mg-Chlorit.

² Auf der LK 1:50000 fälschlicherweise mit Kote 2620 statt 2674 angegeben, vgl. Carta d'Italia 1:25000.



Fig. 1: Kalifeldspat-Augengneiss (2.1.2.) mit dunklen Einschlüssen. Aplitgang etwas deformiert und an Scherfläche versetzt. Weg W ob Barzena (746. 65/127.05). Hammer 35 cm.

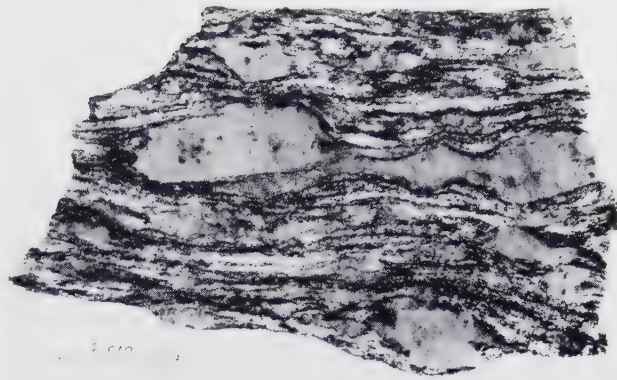


Fig. 2: Kalifeldspat-Augengneiss (2.1.2., RH 410). Schnitt senkrecht S, parallel L_1 . Photo M. Zuber.

nisch-schweizerischen Grenzkamm bei A. Piodella zieht. Die Augengneisse wechsellagern im 100-m-, 10-m- und m-Bereich mit feinkörnigen plattigen Gneissen (2.2.), feinkörnigen granitoiden Gneissen (2.1.3.) und schiefrigen Bändergneissen bis Glimmerschiefern (2.3.), wobei die Kontakte im Grossen parallel zum Streichen der S-Flächen, im Detail oft aber schräg dazu (diskordant) verlaufen. Solche diskordanten Kontakte im Kartenmassstab finden sich z.B. westlich von A. Ala, wo Augengneisse über eine Distanz von weniger als 100 m in feinkörnigere, z.T. schiefrige Gneisse übergehen. Südwestlich von A. Piodella erfolgt der Übergang zu Bändergneissen (im SW) ziemlich unvermittelt (innerhalb ca. 10 m). Im N-Hang der Valle Bodengo zwischen Bodengo und Pra Pincè lösen sich feinkörnig-granitoiden Gneisse und Augengneisse häufig mit unscharfer Begrenzung seitlich ab.

Nördlich der Linie A. Cima – A. Vesena – Bocchetta di Setaggio treten nur einige dm- bis m-Bänke von Augengneissen auf, eine markante 10-m-Lage bei A. Fugiana (Fig. 44). Vom Strembach gegen S erscheinen Kalifeldspat-Augengneisse nur in wenigen dm- bis m-Lagen und etwas grösseren, unregelmässig begrenzten Bereichen der «Orthogneisse» (2.1.4.).

WEBER (1966, S. 16) fasst die Gneisserie unter den Glimmerschiefern der Soazza-Zone (2.2.1.1.) als *Dosso-Mottone-Zone* zusammen. Die S-Grenze dieser durch Kalifeldspat-Augengneisse charakterisierten Zone liegt ausserhalb seines Gebietes. Es ist zweckmässig, die Grenze an den Kontakt zu den schiefrigen Bändergneissen zu legen, die als Leithorizont von Bodengo zum P. di Piodella ziehen.

Die Augengneisse verschwinden im E unter den Schottern des Meratales. Nach BLATTNER (mündliche Mitteilung) fehlen sie im Gebiet südlich der Gneissdome von Soè und Garzelli. Eigene Rekognoszierungen ergaben dasselbe für den Hangfuss östlich des Piano di Chiavenna. FUMASOLI (mündliche Mitteilung) hat Kalifeldspat-Augengneisse in der Val del Dosso westlich des M. Duria gefunden. BRUGGMANN (1965, S. 114 und Tafel I) erwähnt kleinere Vorkommen in der Val Cama. Die westliche Fortsetzung der Augengneisszone in der Val Gamba ist aus der kursorischen Beschreibung von BELLIN (1929) nicht ersichtlich. Ich habe Augengneisse im unteren Teil der Val Darbola beobachtet.

2.1.2.2. Mesoskopische Beschreibung

Die leukokraten, mittel- bis grobkörnigen Biotitgneisse mit Kalifeldspat-Grosskristallen (Fig. 1) sind von hellgrauer Farbe und massig bis grobbankig ausgebildet.

Beispiele typischer Aufschlüsse wurden auf der Karte (Tafel I) mit einem Stern (*) bezeichnet und sind im Text erwähnt.

Die Matrix zeigt im N und NE (Valle Pesciadello, Dosso Mottone, Torre di Signame) ein ausgeprägtes, meist lagiges Planargefüge (Fig. 2): Quarz ist in fast monomineralischen, bis 2 mm breiten Linsen bis Lagen konzentriert, dazwischen liegt ein ziemlich gleichkörniges Plagioklasmosaik, von Biotit und etwas Quarz durchsetzt, Muskowit ist selten. Auf den *S*-Flächen ist meist eine deutliche Lineation sichtbar (L_1). Entweder wird sie durch 1–2 mm breite Biotitstreifen ohne Relief gebildet oder durch schwach lineare Anordnung der hellen Gemengteile (besonders des Quarzes), an die sich die Biotitplättchen anlegen. Gegen Süden wird dieses Lineargefüge stets ausgeprägter: im Schnitt senkrecht zu L_1 gehen die Quarzlagen in einige mm lange Linsen über, im Schnitt parallel zu L_1 ziehen die Lagen über mehrere cm durch (Valle Pilotera; Brücke NE von Bedolina; W von Barzena). Ungefähr südlich der Linie Bodengo – obere Valle Piodella wird die lineare Gefügesymmetrie vorherrschend (*B*-Tektonit oder *L*-Tektonit, s. S. 84). Quarz tritt meist in Aggregaten auf, die bis mehrere mm lang sein können. Im *ac*-Schnitt erscheint das Gefüge schwach bis nicht geregelt, parallel zu L_1 ist eine deutliche Paralleltexur vorhanden. Lokal ist die Matrix auch homogen-flaserig ausgebildet, ähnlich den leukokraten, mittelkörnigen Biotitgneissen (2.1.3.) – z. B. bei A. Valle di sotto, S von A. Motta und W von Bodengo (vgl. BLATTNER 1965, S. 1003).

Die Intensität des Auftretens der Kalifeldspat-Grosskristalle ist stark verschieden. Es kommen alle Übergänge vor von Gneissen, die mit Grosskristallen gespickt sind (Brücke NE von Bedolina; W von Barzena, Piloteraschlucht, Torre di Signame, Piodella-Kar, SW-Seite des Il Mottone) bis zu Gesteinen mit einzelnen, verstreuten Kristallen (A. Valle di sotto, Kamm des Il Mottone, S-Hang der V. Piodella) und ohne Grosskristalle (südlich von A. Motta).

Die morphologische Ausbildung der Kalifeldspat-Grosskristalle zeigt eine kontinuierliche Reihe von hellen, 1–2 mm grossen Knötchen über linsenförmige, knollenförmige, zu mehreren cm grossen, idomorphen Formen, und zwar sowohl im Aufschluss als auch in grösseren Bereichen. Räumlich handelt es sich um Linsen, die in der Äquatorialebene gelängt sind. Gutentwickelte Kristalle erscheinen im *ac*-Schnitt des Gefüges rechteckig-idiomorph, wobei die kurzen Seiten häufig etwas linsig ausgezogen sind. Selten sind Flächen schräg zu (010) zu beobachten (Fig. 5). Die Rechtecklänge liegt zwischen 1 und 5 cm, seltener bis 10 cm. Das Längen/Breiten-Verhältnis beträgt meist 1:2 bis 1:3, leistenförmiger (1:4,5) oder gedrungener (1:1) Habitus erscheint an einigen Lokalitäten gehäuft (z. B. W des Il Mottone; WSW von A. Piodella). Seltener, vor allem wenn die lineare Gefügeausbildung fehlt, sind einzelne Kristalle auch im *bc*-Schnitt nahezu rechteckig (Fig. 2).

Die Grosskristalle sind meist mehr oder weniger deutlich geregelt. Gutentwickelte (010)-Flächen liegen nur ungefähr parallel zum Gefüge-*S* und schliessen mit diesem fast immer einen spitzen Winkel (bis 20°) ein (Fig. 2). Sporadisch treten einzelne querstehende Kristalle auf, deren (010) in ähnlicher Weise von der *c*-Achse des Gefüges abweicht. ZWART (1960, S. 179) hat gezeigt, wie Andalusitkristalle in beiden Schenkeln einer Biegegleitfalte in entgegengesetztem Sinn rotiert werden, entsprechend dem Richtungssinn des Zergleitens. Falls die Kalifeldspat-Grosskristalle ihre Schrägstellung ebenfalls durch Differentialbewegung parallel zu den *S*-Flächen erreicht haben, sollte man in ein und derselben Lage auch gleichen Drehsinn erwarten können, was nie beobachtet wurde. Ich vermute, dass durch die wechselnde Schrägstellung Unterschiede in der Orientierung der kürzesten Achse der lokalen Verformungsellipsoide – während und nach dem Wachstum der Porphyroblasten – abgebildet werden.

Oft fehlt im *ac*-Schnitt stark linear geregelter Gesteinstypen eine Regelung der Grosskristalle fast völlig (WSW von A. Piodella, ENE des P. d. Piazza).

Die Biotite und hellen Lagen der Matrix schmiegen sich an die Grosskristalle an, z. T. stossen sie senkrecht an die kurzen Rechteckseiten (Fig. 2).

Im Bett der Boggia NNW von Valscura sind Augengneisse ausgesprochen grobflaserig ausgebildet (Fig. 40); die Linsen gehen häufig seitlich in konkordante Lagen über und bestehen oft aus aplitischem Material.

An einigen Stellen (Brücke NE von Bedolina; W von Barzena) wurde eine Durchdringung von Kalifeldspat-Grosskristallen und schmalen Aplitgängen beobachtet, deren Altersbeziehungen im Feld nicht erkannt werden konnten. Anschnitte und Dünnschliffe von entsprechenden Handstücken ergaben eindeutig, dass die Grosskristalle vom Aplit durchdrungen werden.

2.1.2.3. Mikroskopische Beobachtungen

a) Matrix (Fig. 3,17)

Quarz (20–50%). Korngrösse: sehr feinkörnig bis 8 mm. Die monomineralischen Lagen weisen im N und NE intensiv verzahnte, sehr ungleichkörnige Implikationsgefüge auf. Die Einzelkörner sind meist gelängt, parallel zu S. Kleinere Körner liegen buchtig oder rundlich begrenzt im Plagioklas-Biotit-Mosaik. Gegen Süden nimmt der Grad der Verzahnung ab, die feinen Körner verschwinden, die Struktur wird gleichkörniger. Im N ist die streifige Auslöschung parallel Z' viel ausgeprägter als im S, beim Umfliessen der Quarzlagen um Kalifeldspat-Grosskristalle scharf feinlamellar ausgebildet.

Plagioklas (20–50%). Korngrösse: 0,1–3,5 mm. An 17–38 (Tab.1). Mosaikartiges Gefüge, von Biotit und wenig Quarz durchsetzt. Von N nach S Zunahme der Korngrösse und der Tendenz zu Pflasterstruktur mit 120°-Winkeln zwischen den Korngrenzen (vgl. S. 58). Einschlüsse von Quarztropfen, feinkörnigen Kalifeldspatbereichen («Antiperthit») und Biotit sind selten, besonders im N.

Kalifeldspat (0–30%). Oft als Zwickelfüllung; mit zunehmendem Anteil als unregelmässig-linsige bis lagige Aggregate isometrischer Körner, die in die Grosskristalle übergehen. Die einzelnen Körner sind optisch homogen. Myrmekit meist nur an grösseren Individuen entwickelt.

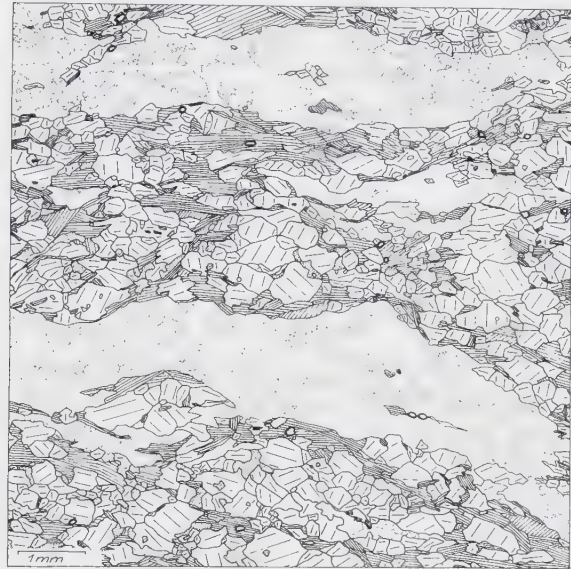


Fig.3: Kalifeldspat-Augengneiss (2.1.2., RH 6076), Matrix. Weiss, mit punktierten Korngrenzen = Quarz; weit schraffiert = Plagioklas; punktiert = Kalifeldspat; eng schraffiert = Biotit; stark ausgezogen = Apatit.

Biotit (5–30%). Korngrösse: sehr feinkörnig bis 4 mm. Im N in mm-breiten, zeilenförmigen Aggregaten, die nicht an den Kontakt zwischen Quarzlagen und Plagioklasmosaik gebunden sind. (001) ist selten als geradlinige Korngrenze ausgebildet, sondern wird von Quarz und Plagioklas durchdrungen. Auch ganze Zeilen erscheinen stark korrodiert.

Gegen Süden im *ac*-Schnitt zunehmend kürzere Zeilen, sperrige Nester und Flasern, abnehmende Parallelregelung. Übergang zu vorwiegend idiomorphen (001)-Korngrenzen.

Absorptionsfarbe parallel Z: vorwiegend «moderate brown» (10 R 2/2 –) 5 YR 3/4 (– 10 YR 2/2). n_z s. 2.1.9.

Nebengemengteile. Muskowit, Apatit, Zirkon, Monazit, Orthit, Titanit, Erz, Epidot-Klinozoisit, Chlorit.

b) Kalifeldspat-Grosskristalle

Von einer Korngrösse von etwa 1 mm an beginnen sich teilweise idiomorphe Körner zu bilden, vor allem nach (010). Grössere Kristalle sind nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, die Zwillingsnaht verläuft z.T. geradlinig, z.T. unregelmässig. Ein undulös-gittriges Auslöschungsmuster ist häufig; eigentliche, fein-diffuse bis scharfe Mikroklingitterung tritt seltener auf und ist besonders um Einschlüsse herum und im Bereich der seitlichen Spitzen von Kalifeldspat-Augen zu beobachten, wo lokale Spannungen die Umwandlung in den triklinen Zustand beschleunigt haben. Bei den grösseren Individuen ist *Myrmekit* am Kontakt zu Plagioklas – sowohl am äusseren Kornrand wie an Einschlüssen – intensiv entwickelt; auch reine *Myrmekiteinschlüsse* kommen vor. Detailbeobachtungen entsprechen durchwegs der sehr genauen Beschreibung von DRESCHER-KADEN (1948, S.39–74, «prä-mikrokliner *Myrmekit*»).

Dieser vertritt die Auffassung (S.104), dass die Entstehungsursache in hydrothermalen Lösungen zu suchen ist, welche die Komponenten des Kalifeldspates enthalten. Ältere Plagioklase werden zuerst randlich ausgelaugt und dann korrodiert. Diese

Lösungen treten «als unmittelbare Vorläufer der Kalifeldspatbildung auf» «während metasomatischer Gefügeveränderungen granitischer Gesteine».

In letzter Zeit kommt man auf Grund experimenteller Arbeiten (CARMAN & TUTTLE 1963), chemischer Analysen mit der Elektronen-Mikrosonde (WIDENFALK 1969) und theoretischer Überlegungen (HUBBARD 1967b) immer mehr zur Ansicht, dass es sich bei der Myrmekitbildung um einen Entmischungsprozess im Alkalifeldspat handelt, der während der Abkühlung des Gesteins im peripheren Teil des Mineralkorns stattfindet – parallel zur Perthitentmischung im Kristallinnern. Bei der Kristallisation des Kalifeldspats werden Ca^{2+} -Ionen in sein Kristallgitter eingebaut, wobei wegen der verschiedenen Ladung der Ca^{2+} - und K^{+} -Ionen Leerstellen entstehen. Mit abnehmender Temperatur verringert sich die stabile Anzahl der Leerstellen, und Plagioklas und Quarz werden entmischt (HUBBARD 1967b).

Im einzelnen ist die Myrmekitbildung noch umstritten, vgl. auch die Diskussion in SHELLEY (1964), PHILLIPS (1964), HUBBARD (1966), GARG (1967), HUBBARD (1967a), SHELLEY (1966), SHELLEY (1967), PHILLIPS & RANSOM (1968), SHELLEY (1969), RANSOM & PHILLIPS (1969), HUBBARD (1969), PHILLIPS & RANSOM (1970).

Sporadisch findet man blättchenförmige *Perthitlamellen* von etwa $10\ \mu$ Länge und $1\ \mu$ Breite, ungefähr parallel zu (100) orientiert, die entweder den ganzen Kristall gleichmässig durchsetzen (RH 449b) oder nur in unregelmässig begrenzten Bereichen auftreten (RH 6239). Es scheint sich um Filmperthit zu handeln mit Orientierung der Albitblättchen parallel (801) im Sinne von LAVES & SOLDATOS (1963, S. 93). Seltener ist Fleckenperthit zu beobachten.

Einschlüsse von Plagioklas, Myrmekit, Kalifeldspat, Quarz, Biotit, Apatit sind sehr häufig, und zwar sowohl Einzelkörner wie auch mosaikartige Aggregate (Fig. 4), die im Gefügebild der Augengneissmatrix entsprechen. An vielen Stellen ist der räumliche Zusammenhang zwischen der Matrix, die buchtig in die Grosskristalle eingreifen kann, und den Einschlüssen direkt sichtbar. Dass es sich z. T. aber um isolierte Einschlüsse handelt, wurde an verschiedenen orientierten Schlifffen des gleichen Kristalls sichergestellt. Vergleichsmessungen der An-Gehalte von Matrix- und Einschlussplagioklasen ergaben Übereinstimmung innerhalb des Streubereichs.

Die eingeschlossenen Aggregate haben oft unregelmässig-isometrische Formen, häufig treten auch schmale Zeilen auf, die aus aneinandergereihten Einzelkörnern bestehen; neben kleineren, gekrümmten fallen vor allem längere, geradlinige Zeilen auf, die z. T. kristallographisch orientiert zu sein scheinen, am häufigsten parallel (010) und senkrecht dazu. Manchmal liegen Zeilen direkt auf der Karlsbad-Zwillingsnaht, Nester und Zeilen können diese auch durchdringen. Die Orientierung dieser Kornzeilen dürfte damit zusammenhängen, dass die Geschwindigkeit des Kristallwachstums parallel zu einer häufig auftretenden Fläche gross, senkrecht dazu jedoch minimal ist.

Hie und da findet man zonare Biotitkränze im Innern von idiomorphen Schnitten (RH 6224). Sie erweisen sich im Mikroskop als Kornzeilen von Biotit, Plagioklas, Myrmekit, Quarz und Kalifeldspat im einheitlichen Grosskristall. Vermutlich ist ein Wachstumsunterbruch dafür verantwortlich.

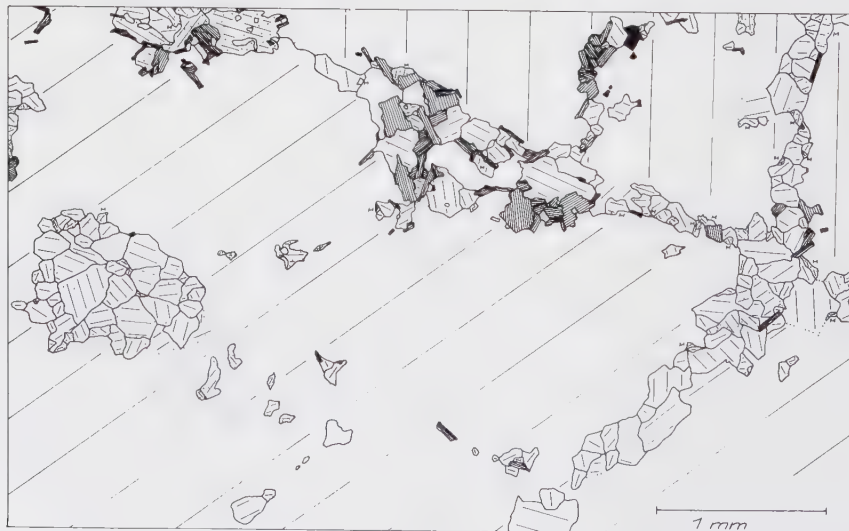


Fig. 4: Einschlüsse in Kalifeldspat-Grosskristall (RH 3122). Weiss = Quarz; weit schraffiert = Kalifeldspat; Grosskristall = Karlsbad-Zwillinge; weit schraffiert und punktiert = Plagioklas; M = Myrmekit; eng schraffiert = Biotit; schwarz = Erz.

Plagioklaseinschlüsse, die mit ihrer Kornform parallel zu den kristallographischen Hauptrichtungen des Wirtkristalls angeordnet sind, wurden nicht beobachtet. Solche geregelten Einschlussplagioklase sind eines der Kriterien, die FRASL (1954) als Anzeichen für Wachstum in einem schmelzflüssigen Medium betrachtet.

Isometrische Kornformen der eingeschlossenen Plagioklase, Quarze, Kalifeldspäte herrschen vor, Quarz jedoch tritt auch in länglichen, konkav-buchtig begrenzten Leisten auf, z. B. auf der Karlsbad-Zwillingsnaht oder quer dazu liegend. An einzelnen Stellen durchdringen ähnliche Quarzadern Mosaikeinschlüsse; dieser Quarz ist wohl die jüngste Phase.

Die eingeschlossenen Kalifeldspäte haben durchwegs isometrische Formen und sind optisch homogen. Teilweise gehören sie zu eingeschlossenen Matrixpartien (mit Plagioklas, Quarz, Biotit); dann bilden sie auch monomineralische Mosaikbereiche innerhalb des Grosskristalls, nestartig, zeilenförmig, auch Einzelkörner. Häufig bestehen die seitlichen Schwänze der Augen aus solchen Mosaikpartien. Manchmal erweisen sich «Grosskristalle» im Mikroskop als Mosaikaggregat, so z. T. bei den grobaugigen Gneissen NNE von Valscura.

Grössere idiomorphe und linsenförmige Grosskristalle zeigen oft im Handstück einen einheitlichen Kern (im Mikroskop Einkristall), der gegen den Rand inhomogen scheint und Biotiteinschlüsse enthält (extremes Beispiel Fig. 5). Im Mikroskop besteht dieser Rand aus einem Mosaik von Kalifeldspat mit mehr oder weniger Plagioklas, Quarz und Biotit, kompliziert mit pseudopodienförmigen Partien des Kern-Einkristalls verwachsen.

Kalifeldspataugen scheinen oft im Anfang des Wachstums aus heterogenen Mosaikpartien zu bestehen, von deren Zentrum aus eine Sammelkristallisation erfolgt – mit zunehmender Verdrängung der Plagioklas–Quarz–Biotit-Einschlüsse.

Seltener sind Grosskristalle (bis 10 cm gross) völlig und gleichmässig von Einschlüssen durchsetzt – ohne einschlussarmen Kern.

Die weitaus häufigsten Kalifeldspataugen sind jedoch Einkristalle mit einzelnen Einschlüssen (Fig. 2).

Ohne die Möglichkeit, das gleiche Gestein aus einem Gebiet mit Porphyroblastenbildung in ein solches mit gleichkörniger Kornentwicklung zu verfolgen, ist die Herkunft des Kalifeldspatmaterials schwer zu ermitteln (Stoffverschiebung im Kornbereich bis über km-Distanzen). Das häufige Auftreten der Porphyroblasten in lithologisch ausgezeichneten Lagen – parallel der regionalen Stoffbänderung – innerhalb grosskristallfreier Gesteine spricht eher gegen Zufuhr von aussen. Auffallend ist das Auftreten der Augengneisse am N-Rand des Migmatitgebietes der Valle Bodengo. Pauschalchemi-

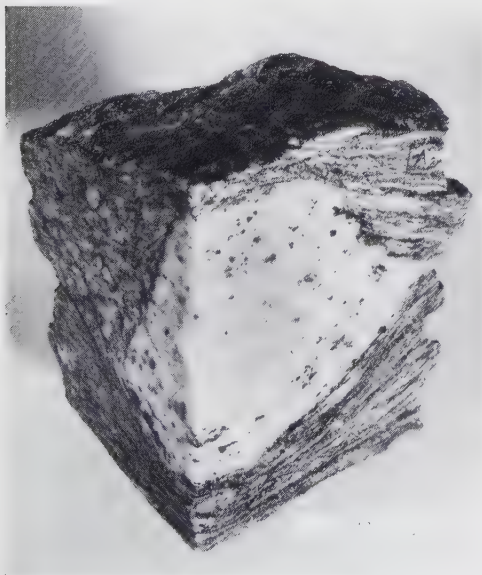


Fig. 5: Kalifeldspat-Grosskristall (RH 678, vgl. Tab. 1) senkrecht und parallel L_1 geschnitten. Text S. 14, 17. Weg A. Orlo-V. Piliotera (746.09/128.18). Photo M. Zuber.

scher und modaler Vergleich von porphyroblastenreichen, -armen und -freien Gneissen und die Untersuchung der Stoffverteilung in der Umgebung der Grosskristalle würden hier wohl weiterhelfen.

2.1.2.4. Mineralogische Untersuchungen an den Kalifeldspat-Grosskristallen

a) Röntgendaten

Die Untersuchungen wurden mit einer AEG-Guinier-Pulverkamera (nach JAGODZINSKI) mit $\text{CuK}\alpha_1$ -Strahlung und Silizium ($a_0 = 5,4305 \text{ \AA}$) als internem Standard durchgeführt.

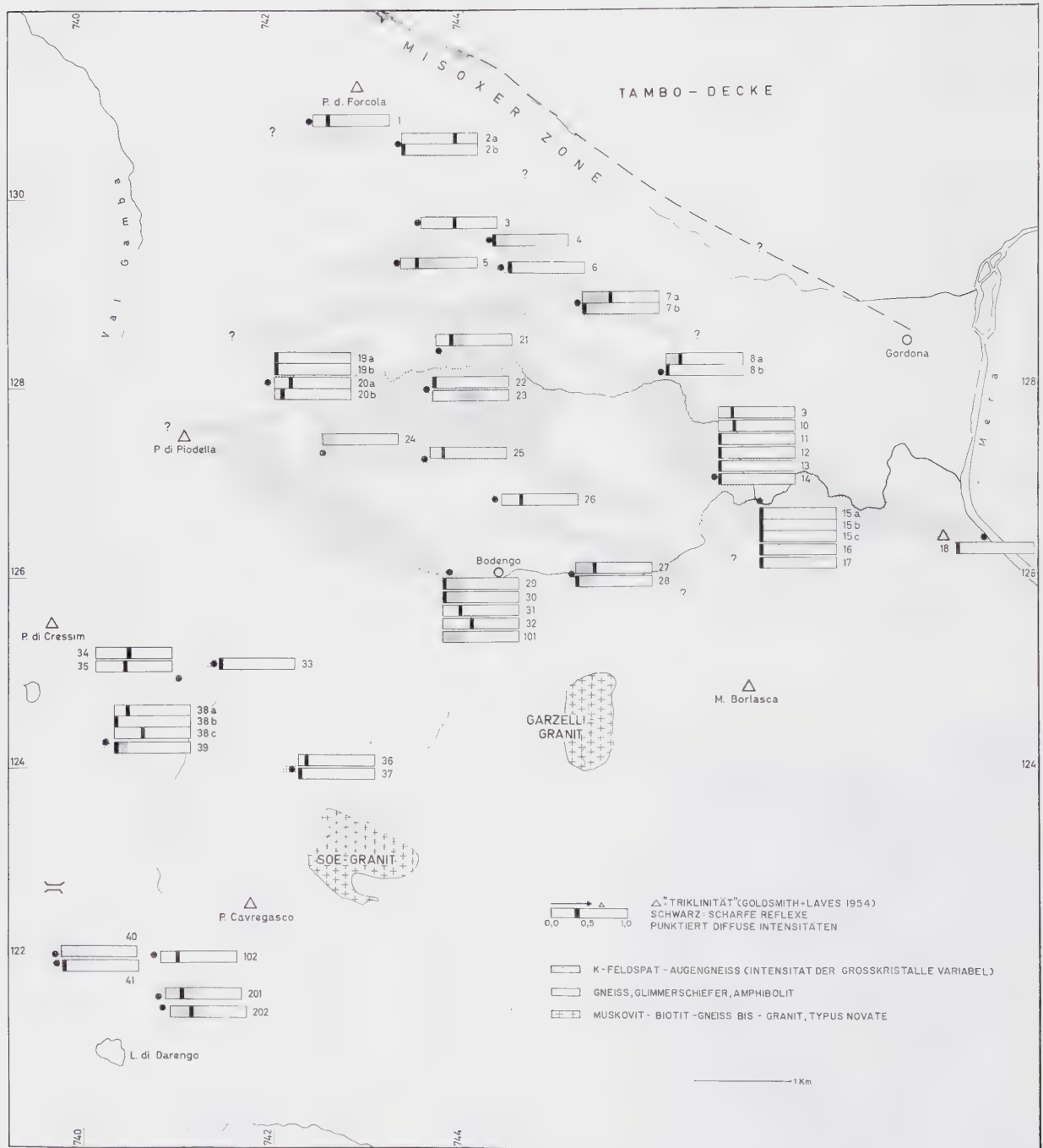


Fig. 6: Triklinität von Kalifeldspat-Grosskristallen im Augengneiss.

Zur Charakterisierung der Gittergeometrie (und damit des Al/Si-Ordnungsgrades) wurden an 55 Präparaten die «Triklinität» $\Delta = 12,5 (d_{131} - d_{\bar{1}31})$ (GOLDSMITH & LAVES 1954) sowie d_{060} und d_{002} gemessen (Tab. 1, Fig. 6). Die Reproduzierbarkeit liegt innerhalb von $\pm 0,03$ (Δ), $\pm 0,0003$ (d_{060}) und $\pm 0,0006$ (d_{002}).

Die Triklinitäten liegen im Bereich $\Delta = 0,0$ bis $0,47$, wobei Werte zwischen $0,0$ und $0,1$ wegen des Auflösungsvermögens kaum unterscheidbar sind. In einem Fall (6224) trat ein Δ von $0,72$ auf, möglicherweise bedingt durch die in der oberen Valle Pesciadello oft beobachtete, postkristalline mechanische Beanspruchung (vgl. dazu KARAMATA 1961). Mittlere und hohe Triklinitäten sind meist mit mikroskopisch erkennbarer, diffuser Mikroklingitterung in unregelmässigen Flecken verbunden (vgl. 2.1.2.3.). An einigen Kristallen wurden sowohl Proben aus dem Kern wie aus der Randpartie gemessen (Z bzw. R in Tab. 1), wobei die Triklinität im Kern stets gleich oder grösser war; nur in einem Fall (6224) trat ein grosser Unterschied auf ($0,72$ bzw. $0,0$), sonst lagen beide Werte unterhalb $0,47$, ebenso bei Messungen an mehreren Kristallen aus dem gleichen Handstück oder Aufschluss. Neben scharfen wurden häufig diffuse Reflexe beobachtet, in einigen Aufnahmen erscheint zwischen den 131 - und $\bar{1}31$ -Linien auch der nicht aufgespaltene 131 -Reflex. Das Pulverpräparat umfasst in diesen Fällen mehrere Bereiche des Grosskristalls mit unterschiedlicher Triklinität. CHRISTIE (1962) bezeichnet solche Kalifeldspäte als «randomly disordered» und stellte auf Grund der Erscheinung im Pulverdiagramm eine «RD-Skala» auf, von der sich in meinem Material alle Stufen finden (Fig. 6).

Die beobachteten Schwankungen sind kleiner als die von H. R. WENK (1967) angegebene Variation in zwei Kornfraktionen aus der unteren Valle Bodengo (monoklin bis stark triklin). In der vorliegenden Arbeit wurden keine Kornfraktionen untersucht.

Die d_{060} und d_{002} -Werte (Tab. 1) bzw. die daraus leicht ableitbaren reziproken Gitterkonstanten b^* und c^* , zeigen ein entsprechendes, jedoch ausgeglicheneres Bild; d_{060} liegt zwischen $2,1597$ und $2,1653$ Å. Die Werte für maximal geordneten und maximal ungeordneten, Na-freien Kalifeldspat betragen $2,1587$ und $2,1726$ Å (GUBSER & LAVES 1967, S. 185). Da die 060 -Linie meist scharf erscheint und deshalb eindeutiger zu messen ist als das $131/\bar{1}31$ -Paar ist sie zur Charakterisierung des Al/Si-Ordnungsgrades recht gut geeignet.

Nach H. R. WENK (1967) sind die Kalifeldspäte der alpin nur epimetamorphen granitoiden Gesteine nördlich ungefähr der Linie Chiavenna–Cristallina durchwegs stark triklin, während im S auch monokline Kalifeldspäte auftreten, gehäuft im Maggia-Lappen, im Verzasca-Gneiss und östlich der unteren Val Blenio.

Es scheint, dass im Bereich der V. Bodengo eine weitere Häufung monokliner und schwach trikliner Kalifeldspäte auftritt.

Die relative Einheitlichkeit der Triklinität fällt auf gegenüber den stark variierenden Kalifeldspat-Grosskristallen des Bergeller Granits (GYR 1967). Signifikante Änderungen im untersuchten Gebiet sind nicht erkennbar. Das deutet darauf hin, dass die für den strukturellen Zustand bestimmenden Faktoren im ganzen Gebiet ähnlich waren. Der Einfluss dieser Parameter ist noch wenig bekannt, zweifellos spielen viele Faktoren eine Rolle, unter denen Temperatur, Wachstumsgeschwindigkeit, Abkühlungsgeschwindigkeit und -geschichte, Überlastungsdruck, Scherbeanspruchung, Mineralchemismus und Zusammensetzung der fluiden Phase in Frage kommen.

b) Elektronenmikroskopie

Dr. H.-U. Nissen untersuchte die Proben RH 313, 449, 244 mit dem Elektronenmikroskop (Elmiskop IA). Transmissionsaufnahmen dieser Materialien zeigten in allen drei Fällen Domänen, die wahrscheinlich nach dem Albit- und dem Periklingesetz («Mikroklingesetz») verzwillingt sind (Fig. 7).

Gittergefüge («cross-hatch») in optisch homogenem, monoklinem Kalifeldspat, der röntgenographisch keine Aufspaltung der hkl -, $hk0$ - und $0kl$ -Reflexe zeigt, wurden elektronenmikroskopisch erstmals von MCCONNELL (1965) in Adular, von NISSEN (1967) in Orthoklas nachgewiesen.

Bisher unbekannt waren Texturen mit Domänen zweier Grössenordnungen (RH 244). In der gleichen Probe ist auch ein undulös-gittriges Auslöschungsmuster (vgl. S. 15) mit dem Polarisationsmikroskop zu beobachten. Der Domänenbau der Kalifeldspäte kann offenbar sehr komplex sein.

Tabelle 1: Mineralogische Daten von

			Röntgendaten			Optik	
	Nr. in Fig. 6	Handstück Nr. RH	d ₀₆₀	d ₀₀₂	Δ röntg.	X' $\wedge$ [100]	
						$\bar{x}$	
N Valli Pitotera- Piodella (Talbach)	1	6046	2,1621	3,2389	0,19 D	13,1	11,5–13,7
	2a	6224 Z	2,1597	412	0,72		
	2b	6224 R	2,1639	354	M		
	3	6237	19	395	0,44		
	4	6193	24	389	M D	4,0	2,1– 6,0
	5	6239	21	383	0,21 D		
	6	6236	36	406	M D		
	7a	WW 455 Z	11	395	0,36 DM	4,9	1,1– 7,6
	7b	WW 455 R	16	406	M D		
	8a	678 Z	39	458	0,19 DM		
	8b	678 R			M		
N Valle Bodengo (Boggia) – Forcellina di Strem	9	3118	46	354	0,19	4,8	2,3– 6,9
	10	3119	31	349	0,21		
	11	3120	51	326	M D		
	12	3121	51	337	M	2,5	0,3– 8,4
	13	3122	53	360	M		
	14	6161	48	326	M		
		6162	41	383	M D		
	15a	313 (1)	44	354	M	5,5	2,4– 8,3
	15b	313 (2)	36	331	M		
	15c	313 (3)	39	349	M		
	16	W (1)	39	337	M	5,0	2,8– 6,9
	17	W (2)	46	343	M		
	18	748			M		
	19a	449 aZ	26	383	M D	0,9	0,3– 1,8
	19b	449 aR	41	326	M D		
	20a	449 bZ	31	360	0,21	4,6	3,3– 5,8
	20b	449 bR	44	343	0,11 DM		
	21	504	26	343	0,20 D		
	22	410 (1)	44	349	M	6,3	3,8– 7,5
	23	410 (2)	19	389	0,47 D		
	24	419	34	360	M D		
	25	3045	39	354	0,17		
	26	3041	16	372	0,26 D	0,24	
	27	3123	21	389	0,25 DM		
	28	3124	26	378	M D		
	29	3125	26	383	M D		
	30	3126	26	360	M D	0,39	
	31	3127	34	389	0,24		
	32	3128	19	383	0,39		
N Corte Seconda	33	2213			M	9,0	7,4–10,6
	34	244 (1)	04	366	0,42		
	35	244 (2)	19	401	0,44		
	36	184 (1)	34	308	0,11	1,7	0,3– 4,4
	37	184 (2)	51	331	M		
	38a	2060 (1)	26	389	0,17		
	38b	2060 (2)	34	406	M		
	38c	2060 (3)	06	395	0,37		
	39	2047	36	297	M D		
	40	2163	34	308	0,24 DM		
S	41	2164	39	349	M D		
Pegmatit-Gänge							
	101	3101	19	378	M DD		
	102	2171	09	395	0,22		
Pegmatoide Mobilisate							
	201	8	19	395	0,22 DM		
	202	5	21	401	0,29 D		

Probenbezeichnung: WW... wurde von Dr. W. Weber, W... von Prof. Dr. E. Wenk zur Verfügung gestellt. a, b; (1), (2), (3) bezeichnen Proben aus dem gleichen Handstück.

Z = Zentrum, R = Randpartie des Kristalls.

Kalifeldspat-Grosskristallen (s.2.1.2.4.)

		Chemismus (Mol.-%)									
2V _x		Kalifeldspat				Plagioklas					k (BARTH)
$\bar{x}$		Or	Ab	An	Cs	Or	Ab	An	An (optisch)		
84	80–87		9,2		1,0				27	20–32	0,13
68	65–70	91*	9,2* 10,1	0,3*	1,2* 1,2		61		29 34	28–30 30–37	0,13 0,15
62	60–65		10,1		1,2				36	35–37	0,16
		} 91*	7,5*	0,2*	1,5*	0,8	58	40	35	33–38	0,12
62	61–63		9,1 7,9		1,3 1,1				33 33	28–33 30–35	0,14 0,12
51	50–51		8,2 6,4 8,0 8,7		1,3 1,4 1,0 1,5				35 34 33	34–37 34–36 31–38	0,10 0,12 0,13
		93*	7,3* 9,4	0,4*	1,2*		58		31	—	} 0,12
58	56–60	{	9,7 10,0		1,2 1,1				32	29–34	} 0,15
58	58–59		10,4*		1,2*		62		32	28–36	
62	60–64		10,6 9,0		1,1 1,4				31	30–32	0,14
		90*	10,0* 11,7 8,4 12,2 8,0 8,8 11,5 12,0	0,8*	1,1* 0,9 1,9 1,6 1,1 0,9 1,4 1,6	1,3	61	35	32 23 28	28–34 21–25 27–29	0,15 0,13 0,14
71	69–76		12,4 12,9 12,1		0,8 0,8 1,2				20	17–23	0,16
56	54–58		12,7		0,6				21	19–22	0,16
			7,5		0,3						
			9,0 10,5		0,5 0,5						

Röntgenreflexe: D = diffus, DD = sehr diffus, M = 131 und $\bar{1}\bar{3}1$ und nicht aufgespalten; z. B. 0,24 DM bedeutet: Hauptreflexe 131 und $\bar{1}\bar{3}1$ aufgespalten, diffuse Intensität dazwischen.

Chemismus: * Mittelwerte aus längeren Messstrecken (9–12 mm).

c) *Chemismus*

Daten über die chemische Zusammensetzung (Na, Ba, K, Ca) der Kalifeldspäte wurden auf einer ARL-Elektronen-Mikrosonde EMX bestimmt. Die Messungen wurden durch R.Gubser ausgeführt. Als Standards dienten folgende, am Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH geeichten Proben (Angaben in Atomgewichtsprozenten):

Albit F-1 (Na = 8,7%)
 An-100-Glas F-3 (Ca = 14,4%)
 Adular F-5 (K = 13,8%)
 Celsian F-4 (Ba = 36,4%)
 Hyalophan S-411 ($\text{Or}_{50}\text{Ab}_{14}\text{Cs}_{36}$, Mol.-%)



Fig.7: EM-Transmissionsaufnahme von Kalifeldspat (RH 244). Mikroklin-Gitterung verschiedener Grössenordnungen. Die vertikalen Linien kommen durch einen Überlagerungseffekt («Moiré-Effekt») zustande. Aufnahme Dr.H. U.Nissen.

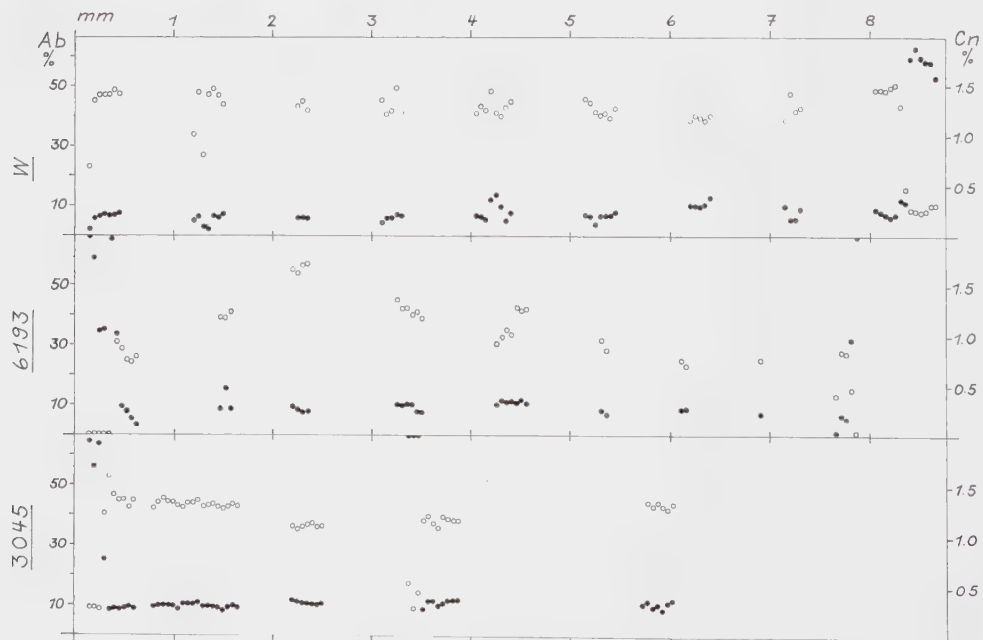


Fig.8: Elektronen-Mikrosonde-Profile durch Kalifeldspat-Grosskristalle. ● Ab = Albit; ○ Cn = Celsian. Text s. 2.1.2.4.

In Tabelle 1 sind die Resultate als theoretische Feldspatkomponenten Ab, An, Or, Cs angeführt. Die analytische Reproduzierbarkeit beträgt ca. 1%.

An 5 Proben (Nr. 4, 8, 16, 20 und 25 der Tab. 1) wurden Teile von Querprofilen (9–12 mm Länge) durch den Kristall gemessen, um die chemische Homogenität zu prüfen. In Fig. 8 sind die Resultate von drei Kristallen dargestellt mit unterschiedlichen Skalen für Ab und Cs. Ausserhalb des analytischen Fehlers sind die Schwankungen gering (K und Ca verhalten sich ähnlich). Eine Perthitphase trat auch in längeren zusammenhängenden Messstrecken nicht in Erscheinung (Durchmesser des Elektronenstrahls 1μ). Mikroskopisch ist Perthit nur sporadisch beobachtbar (S. 16). In den meisten Pulveraufnahmen (2.1.2.4. a) treten schwache Plagioklasreflexe auf. Da Plagioklas (Oligoklas–Andesin)-Einschlüsse in den Kalifeldspäten häufig sind (S. 16), kann über eine wahrscheinlich vorhandene, kryptoperthitische Albitphase nichts ausgesagt werden.

30 Bruchstücke (1–2 mm) von Grosskristallen aus dem ganzen Gebiet wurden auf Na und Ba analysiert. Die Ab-Gehalte liegen zwischen 6,4 und 12,9%, die Cs-Gehalte zwischen 0,3 und 1,6%. Eine systematische regionale Verteilung ist nicht erkennbar.

Für Gesteine mit Plagioklas An_5 – An_{35} und Alkalifeldspat ist die Na-Verteilung auf die beiden Phasen nach BARTH (z. B. 1961, 1962) vor allem von der Kristallisationstemperatur abhängig. Er definiert als Verteilungskoeffizienten

$$k_T = \frac{\text{Molenbruch Ab in Alkalifeldspat}}{\text{Molenbruch Ab in Plagioklas}} \quad (\text{vgl. S. 66})$$

und ordnet den k-Werten geologisch abgeschätzte Kristallisationstemperaturen zu. Dieses Thermometer erlaubt nach BARTH eine Temperaturbestimmung $\pm 50^\circ\text{C}$. Eine Reihe von Einwänden wurden dagegen gemacht, vgl. z. B. BARTH (1961), WINKLER (1961), DIETRICH (1960, 1961), BLATTNER (1965), VIRGO (1969). DIETRICH beschränkt seine Anwendung auf die Bestimmung von relativen Temperaturen von Gesteinen mit gleicher Zusammensetzung und Korngrösse innerhalb kleiner räumlicher Bereiche. Diese Bedingungen treffen für die Augengneisse mehr oder weniger zu.

Die k-Werte wurden aus den Mikrosonden-Daten und den optisch bestimmten An-Gehalten der Plagioklase (mindestens 3 Körner pro Probe; Tab. 1) des gleichen Handstücks oder Dünnschliffs berechnet. Die vorhandenen Daten lassen eine Reproduzierbarkeit innerhalb $\pm 0,02$ abschätzen. Die k-Werte liegen zwischen 0,10 und 0,16, was nach BARTH (1962, S. 334) Temperaturen von 330 bis 440°C entspricht. Nach BARTH (1968, S. 305) – auf Grund von neuen experimentellen Daten – geben k-Werte $< 0,25$ in Gesteinen mit Na-reichen Plagioklasen ($An < 25$; Peristerit-Mischungslücke!) nur an, dass die Temperatur kleiner als etwa 500°C war.

Die Verteilung der k-Werte in den Augengneissen der Valle Bodengo ist ebenfalls ziemlich homogen.

d) Optik

Von einer Anzahl Kalifeldspäte wurden parallel (001) und senkrecht [100] orientierte Dünnschliffe hergestellt und Auslöschungswinkel $X' \wedge [100]$ auf (001) sowie Achsenwinkel 2V (konoskopisch, ZEISS-U-Tisch mit speziellem Objektiv UD 40/0,62 C und Kondensor UD 0,6) gemessen.

Die Auslöschungswinkel («optische Triklinität») variieren von 0 bis 14° (Tab. 1) und zeigen eine gute Korrelation mit der röntgenographischen Triklinität. Auf Tabelle 1 ist der Mittelwert aus 5 Messungen pro Präparat sowie der Streubereich dieser Messungen angegeben.

Der optische Achsenwinkel 2V schwankt zwischen -50° und -84° (Tab. 1: Mittelwerte und Streubereiche von 3–5 Messungen pro Kristall).

Nach MARFUNIN (1961, S. 104) hängt 2V nur vom Al/Si-Ordnungsgrad ab, während optische und röntgenographische Triklinität sowohl vom Ordnungsgrad wie von der submikroskopischen Verzwillingung bestimmt wird. LAVES & VISWANATHAN (1967, S. 157/158) äussern eine ähnliche Ansicht.

Das Diagramm $2V/\Delta$ eignet sich deshalb gut zur Charakterisierung isochemischer Kalifeldspäte. Die Darstellung von 11 Kalifeldspäten der V. Bodengo zeigt Fig. 9.

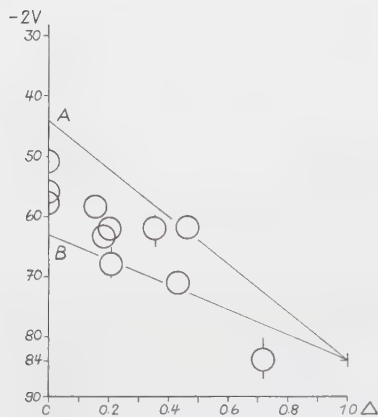


Fig. 9: Diagramm $2V/\Delta$ (röntgenographisch) von Kalifeldspat-Grosskristallen. Geraden A und B nach MARFUNIN (1961) bzw. LAVES & VISWANATHAN (1967).

MARFUNIN (1961) untersuchte eine grosse Anzahl Kalifeldspäte und fand keine Daten auf der rechten Seite der Geraden A und rechts der Ordinatenachse oberhalb $2V = -44^\circ$. Er interpretiert die Gerade A und die Ordinatenachse oberhalb $2V = -44^\circ$ als Positionslinie der möglichen Einkristallphasen ($-2V < 44^\circ = \text{Sanidin}$, $> 44^\circ = \text{Mikroclin}$). Mit zunehmender submikroskopischer Verzwillingung verschiebt sich die Lage der möglichen Zustände von A weg nach links («trikliner Orthoklas» mit unausgeglichener Verteilung der Zwillingsdomänen) bis zur Ordinatenachse, wo ausgeglichene Domänenverteilung Sanidin-Pseudomorphosen bildet («Orthoklas»). Der Wert $-2V = 44^\circ$ würde dem ungeordneten Zustand mit «echter» monokliner Gittersymmetrie entsprechen.

Diesen Grenzwert suchten auch LAVES & VISWANATHAN (1967) und fanden einen höheren Wert von $-2V = 63^\circ$. Ihre Gerade B («Mikroclin») und der Ordinatenachsenabschnitt oberhalb $-2V = 63^\circ$ («Sanidin») soll den möglichen Einkristallphasen («stabile» Gleichgewichtszustände) entsprechen. Alle übrigen Zustände wären instabil in bezug auf die Al/Si-Verteilung: rechts der beiden Geraden als Einkristalle oder als submikroskopisch verzwillingte, triklin Domänen mit unausgeglichener Verteilung («sanidinischer Mikroclin»), unterhalb der Geraden B nur als unbalanciertes Domänengefüge («orthoklasischer Mikroclin»). Zustände mit ausgeglichen verteilten triklinen Zwillingsdomänen liegen auf der Ordinatenachse («mikroklinaler Orthoklas» mit $-2V > 63^\circ$, «sanidinischer Orthoklas» mit $-2V < 63^\circ$).

e) Zusammenfassung

Mesoskopische und mikroskopische Beobachtungen machen ein Wachstum der Kalifeldspat-Grosskristalle als Porphyroblasten während der alpinen Metamorphose wahrscheinlich. Matrix und Grosskristalle sind während der Hauptverformung – in dieser Reihenfolge gestaffelt – kristallisiert.

Monokline bis schwach triklin Kristallsymmetrie herrscht vor. Elektronenmikroskopisch lässt sich ein Gittergefüge sichtbar machen, das als kombinierte Albit-Periklin-Verzwillingung («Mikroclin-Gesetz») verschieden stark trikliner Domänen betrachtet wird. Nach LAVES (1950) kann ein solches Zwillingsgefüge nur aus einem monoklinen Einkristall (Sanidin) entstanden sein. Über die Temperatur der Kristallisation kann daraus nichts ausgesagt werden, da auch unterhalb der Umwandlungstemperatur monoklin/triklin (? 500 °C) monokline Kalifeldspatphasen kristallisieren können (infolge des langsamen Ordnungsprozesses; LAVES 1960). Aus petrologischen Gründen muss die Temperatur mindestens im mittleren und südlichen Teil des Untersuchungsgebietes 500 °C überschritten haben (S. 80), so dass die Kalifeldspäte der Augengneise und Migmatite unter Gleichgewichtsbedingungen gewachsen sein dürften, wobei aber die Einstellung des Gleichgewichts u. a. von der Wachstumsgeschwindigkeit abhängig ist. Mit der Abkühlung setzte die Umwandlung in den instabilen Orthoklaszustand ein – zunehmende Ordnung der Al/Si-Verteilung und damit Übergang zu trikliner Symmetrie, zusammen mit der Bildung eines Zwillingsgefüges. Entgegen der Auffassung von LAVES und Mitarbeitern (vgl. auch BAMBAUER 1967) über Struktur und Definition von Orthoklas betrachten TAYLOR und Mitarbeiter (z. B. TAYLOR 1962) Orthoklas als Einkristallphase – eine eigene Modifikation von KAlSi_3O_8 –, wobei MCCONNELL (1965) das submikroskopische «cross-hatch»-Gefüge in Adularen als homogene Störung des monoklinen Gitters ohne scharfe Zwillingsgrenzen auffasst.

H. R. WENK (1967) nimmt für die Gebiete des Lepontins mit vorwiegend monoklinem Kalifeldspat relativ rasche Abkühlung in einem tektonisch hohen Niveau an.

Eine Temperatur um 400 °C, wie sie das BARTH-Thermometer angibt, wäre mindestens zum Teil deutlich tiefer als die auf Grund der Mineralparagenesen anzunehmenden Temperaturen der Metamorphose. Die k-Werte dürften die Bedingungen im Zeitpunkt der Abkühlungsgeschichte abbilden, in welchem die Feldspäte chemisch geschlossene Systeme wurden. Diese Bedingungen wären möglicherweise – je nach Abkühlungsgeschwindigkeit – von den Kristallisationsbedingungen verschieden.

Die Einheitlichkeit der untersuchten Kalifeldspäte in ihrer Zusammensetzung und ihrem strukturellen Zustand macht eine einheitliche Entwicklungsgeschichte wahrscheinlich.

2.1.2.5. Dunkle Einschlüsse im Augengneiss

Dunkle, vorwiegend feinkörnige dm- und cm-Einschlüsse sind in den Augengneissen verbreitet. Auffallend ist die Gleichförmigkeit von Mineralbestand und Korngefüge: Plagioklas, Quarz, Biotit, seltener Kalifeldspat, gleichmässig verteilt, grano- bis lepidoblastisch. Meist schwache bis deutliche Paralleltexur. Die allgemeine Änderung des Gefüges von N nach S (vgl. S. 14) zeigt sich – weniger ausgeprägt – auch hier. Oft treten bis einige mm grosse, rundliche Quarzknötchen auf.

Quarz (25–45%). Korngrösse: sehr feinkörnig bis 1,5 mm. Tendenz zu konvex-buchtiger Begrenzung. Mit zunehmendem Anteil zuerst amöbenartig in Zwickeln des Plagioklas-Biotit-Mosaiks, dann gleichkörniges Mosaik mit Plagioklas, z. T. linsige Aggregate, welche die makroskopischen Äuglein bilden.

Plagioklas (20–45%). Korngrösse: 0,1–1,2 mm. Einschlüsse von Quarztropfen und Biotit mässig häufig; Einschlüsse von Kalifeldspat («Antiperthit») mit unregelmässigen oder rechteckigen Umrissen nur, wenn Kalifeldspat als Gemengteil des Korngefüges auftritt.

Kalifeldspat (0–30%). Korngrösse: sehr feinkörnig bis 0,9 mm, seltener bis 2,4 mm. Meist in Zwickeln; bei grösserem Anteil bis einige mm lange, linsige Aggregate, teilweise mit Pflasterstruktur (RH 6144). Optisch homogen, seltener unscharfe Gitterung.

Biotit (10–40%). Korngrösse: sehr feinkörnig bis 1,3 mm. Homogen verteilte Leisten, Zeilen und Nester, die bei grösserem Anteil netzartig zusammenhängen. Idiomorphie wie beim umgebenden Gneiss (2.1.2.3.), ebenso die Absorptionsfarbe parallel Z (rotbraune Töne etwas häufiger) und der Brechungsindex n_Z (RH 383 in Tab. 2).

Nebengemengteile. Apatit (isometrisch, oft als Einschluss in den Hauptgemengteilen), Titanit (meist insekteneierförmig), Epidot-Klinozoisit (oft zonar mit gelblich- oder braun-pleochroitischem Kern und farblosem Rand); Zirkon, Monazit, Erz.

Mineralbestand s. auch Fig. 41.

Die Formen der Einschlüsse sind recht verschieden ausgebildet: Im N vorwiegend dünne, linsenförmige Körper (Diskus) von einigen cm bis über 1 m Länge; Dicke meist unter 10 cm (Fig. 1, 12/3, 31/1 u. 2). Gegen S nehmen unregelmässige Formen zu, die parallel L_1 gelängt sind; im *ac*-Schnitt trifft man oft lappige Umrisse bis Faltenformen. Fig. 10 zeigt, wie sich ein grösseres Einschlusspaket bei der Deformation kompetenter verhielt als die Umgebung und verfaltet und zerrissen wurde.

Die Kontakte zum Nebengestein sind grossenteils scharf, manchmal von einem dünnen Biotit-saum begleitet (Fig. 10, 12/3). Unscharfe Begrenzungen sind weniger häufig (Fig. 11): Das gröbere Gefüge der hellen Phase greift auf die Einschlüsse über, wobei zuerst vor allem Sammelkristallisation von Quarz auftritt. Auch nebulitische Putzen, Schlieren, z. T. mit Pfeilspitzenstrukturen (Fig. 12/1 und 2) kann man beobachten.

Seltener sind auch feinkörnige, dunkle dm-Lagen, die sich über m weit verfolgen lassen – konkordant bis schwach diskordant – und die ausgefranst (parallel zur Schieferung), verzweigt oder verfaltet sein können (z. B. Valscura, I Casoni).

Gelegentlich wurden Kalifeldspat-Grosskristalle beobachtet, die innerhalb von Einschlüssen liegen oder deren Kontakt durchbrechen. Dünne Linsen biegen sich manchmal lokal um die Grosskristalle, von diesen beiseite gedrängt. Die dunklen Einschlüsse haben ihre Form und Lage während der Verformung (L_1) erhalten – schon vor dem Abschluss des Wachstums der Kalifeldspat-Porphyrblasten.

Die dunklen Einschlüsse dürften zum grossen Teil bereits vor der letzten Verformung und Kristallisation als isolierte Einschlüsse in einer homogenen, granitoiden Matrix vorhanden gewesen sein.

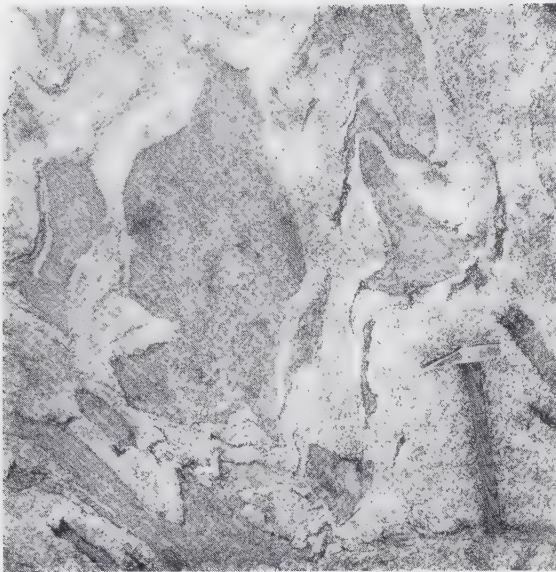


Fig. 10: Verfaltete dunkle Einschlüsse im leukokraten, mittelkörnigen Biotitgneiss (Augengneiss). Biotitreiche Kontaktsäume. 2.1.2.5. W des Lago di Piodella* (741.33/127.60). Hammer 35 cm.



Fig. 11: Dunkle Einschlüsse im leukokraten, mittelkörnigen Biotitgneiss (Augengneiss), unscharfe Kontakte durch Wachstum von Quarzknötchen verursacht. 2.1.2.5. Block N von P. 1110, V. Pilotera (I Casoni*) (745.66/128.14). Messer 9 cm.

Sie sind kaum je als Relikte einer längeren Lage erkennbar, sondern regellos im Augengneiss verteilt, während die Stoffbänderung in der Umgebung oft ausgeprägt und gleichmässig ist (2.1.2.1.). Die ursprüngliche (präalpine?) Natur der Einschlüsse (z. B. Restkörper eines Homogenisierungsprozesses, Schollen in einer Granitschmelze, basische Gänge) ist nicht bekannt.

In den migmatitischen Gesteinsverbänden im S sind solche vielleicht älteren Einschlüsse von den übrigen Schollen nicht zu unterscheiden.

An gutpolierten Bachaufschlüssen sind manchmal feinkörnige Einschlüsse im Augengneiss erkennbar, deren Grauton sich nur wenig von dem der etwas helleren Matrix abhebt. Die Grenzen sind entsprechend unscharf (Fig. 12/3). Im Handstück und Dünnschliff sehen diese Biotitgneisse sehr den Donadio-Gneissen (2.2.) ähnlich, die häufig mit den Augengneissen wechsellagern; das mikroskopische Bild ist aber auch auffallend ähnlich in einem Dünnschliff der schmalen Scherzone, an welcher der Aplitgang in Fig. 1 versetzt wird.

2.1.3. Kleinkörnige granitoide Gneisse von Bodengo – Valle Piodella

Ein Typ meist feinkörniger Biotit- und Zweiglimmergneisse tritt in der Valle Piodella und am N-Hang des Il Mottone auf. Der Verband mit den Augengneissen und Glimmerschiefern ist vorwiegend konkordant; in die Augengneisse sind häufig dm- und m-Lagen eingeschaltet und umgekehrt. An verschiedenen Stellen lösen sich Augengneisse und feinkörnige Gneisse seitlich ab mit kontinuierlichem Übergang im 10-m- und 100-m-Bereich (z. B. N von A. Valle di sopra, N von Bodengo), so dass recht komplexe Verhältnisse vorliegen, die nur in sehr guten Aufschlüssen erfasst werden können. Flechtenüberzüge, schwierige Zugänglichkeit und die zur Verfügung stehenden topographischen Unterlagen erlaubten oft nur eine schematische Darstellung auf der Karte (Tafel I).

Im Aufschluss fallen die Gesteine durch einen granitoiden Habitus auf (Fig. 13), im Gegensatz zu den plattig absondernden Donadio-Gneissen (2.2.), aus denen sie z. T. von N nach S hervorzugehen scheinen (mit zunehmend spät- bis postkinematischer Kristallisation). Auch im Streichen sind kontinuierliche Übergänge erkennbar, z. B. zwischen A. Cermeno–A. Pesciadello und dem P. di Setaggio. Die Ausbildung des Gefüges ist sehr unterschiedlich: das meist deutliche S wird betont durch Stoffbände-

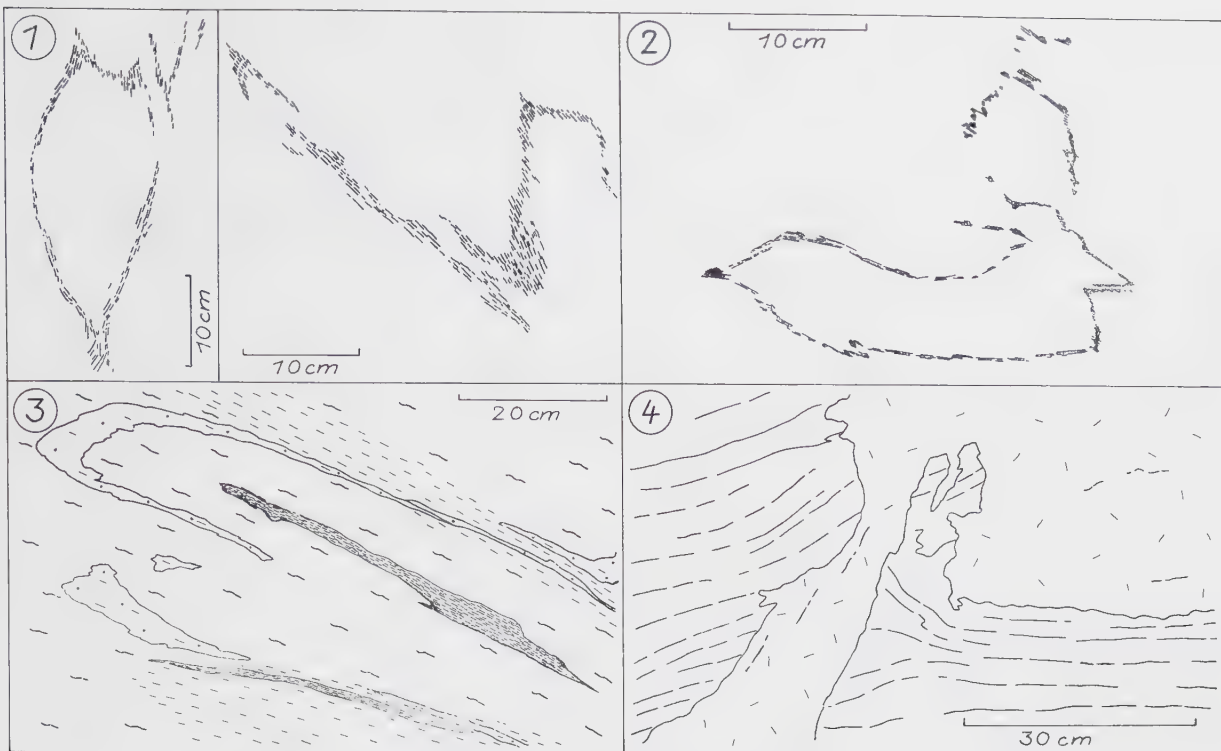


Fig. 12: Strukturbilder aus mittalkörnigen, granitoiden Gneissen 2.1.2. und 2.1.4.

- ① «Ghost»-Strukturen von Biotit im Augengneiss. Biotit parallel S des umgebenden Gesteins orientiert. «Arrow-point»-Form (Kranck 1953) der Falten. Text S. 25. A. Valle di sotto (744.60/128.40).
- ② «Ghost»-Strukturen von Biotit im leukokraten, mittalkörnigen Biotitgneiss. Biotit parallel S des umgebenden Gesteins orientiert. Nördlich des Lago di Darengo (740.03/121.66). Text S. 25.
- ③ Parallel L_1 verformte, aplitische Adern durchdringen Augengneiss mit dunklen und hellen Einschlüssen. A. Valle di sotto (744.60/128.40). Text S. 26.
- ④ Agmatit: Leukokrater, mittalkörniger Biotitgneiss (2.1.4.) als mobile Phase in feinkörnigem, dunklem Biotitgneiss. Schnitt senkrecht L_1 . Nordöstlich des P.d'Uria (739.99/99/123.68). Text S. 28.



Fig. 13: Feinkörniger, granitoider Gneiss (2.1.3., RH 3026), typisches Handstück. Photo M. Zuber.

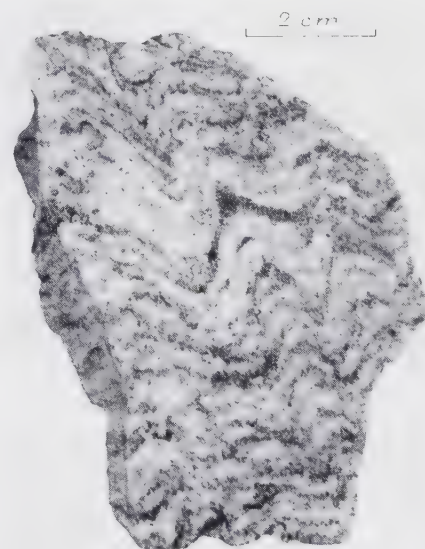


Fig. 14: Feinkörniger, granitoider Gneiss (2.1.3., RH 3085), kleingefaltet. Photo M. Zuber.

rung, schmale Biotitzeilen und unregelmässige Fläsern, dunkle cm- und dm-breite Lagen bis schlierige Fetzen, Adern und Linsen von aplitoidem Leukosom oder grobem Quarz, wobei alle diese planaren Gefügeelemente oft intensiv verfaltet sind.

Eine Varietät ist glimmerarm und als Aplitgneiss zu bezeichnen; z. T. mit nebulitischen Strukturen, z. T. feingefältelt (Fig. 14).

Unter dem Mikroskop bilden Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas ein granoblastisches, relativ gleichkörniges Mosaik, in welchem die Glimmer gleichmässig verteilt oder auf Flächen angereichert liegen. Unterschiede zu den feinkörnigen Gneissen des Leukosoms (2.1.5.) sind kaum vorhanden. Erzkörner (mm) – nach dem Röntgen-Pulverdiagramm (RH 433) Magnetit (ASTM 11–614) – wurden bei A. Piodella beobachtet.

2.1.4. Leukokrate, mittelkörnige, flaserige Biotitgneisse, z.T. muskowitzführend

Für die entsprechenden Gesteine in der Umgebung des Arbeitsgebietes vgl. BLATTNER (1965, S. 1023–1025), BRUGGMANN (1965, S. 104 ff.)

2.1.4.1. Mesoskopische Beobachtungen

Diese Gesteine bilden die Hauptmasse des Gebietes ungefähr im S der Linie Bodengo – P. di Piodella und entsprechen petrographisch der Matrix der im N anschliessenden Kalifeldspat-Augengneisse (2.1.2.). Sie treten sowohl im grösseren, 100-m-Bereichen ziemlich einheitlicher Ausbildung auf, wie auch in konkordantem und seltener diskordant-migmatitischem Verband mit dunkleren Gneissen, Schiefern (2.3.) und Amphiboliten (2.4.), die sie in 100-m- bis cm-Partien schollenartig um-

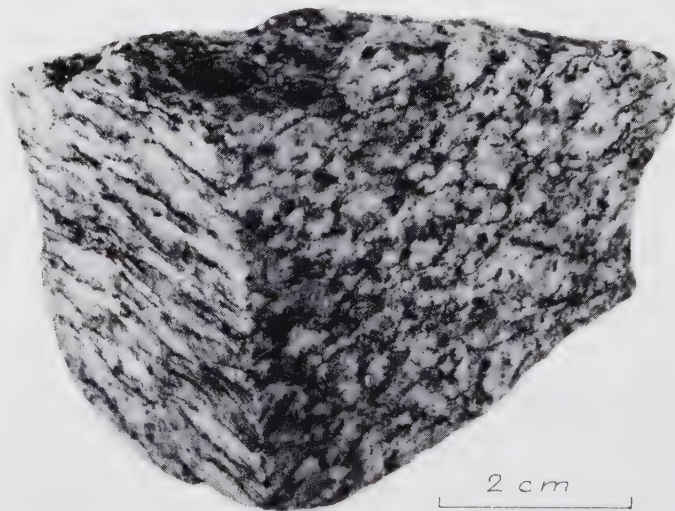


Fig. 15: Leukokrater, mittelkörniger Biotitgneiss (2.1.4., RH 293, vgl. Fig. 4)
Photo M. Zuber.

schliessen (z. B. Tafel I, Strem-Kar; Fig. 12/4). Im Gelände fallen die Gesteine durch massige Absonderung auf, die häufig betont wird durch oberflächenparallele Klüfte, entlang denen besonders im unteren Teil von Felswänden Platten losgesprengt werden (sehr schöne Beispiele W und E von Corte Prima, SSW von Corte Terza, in den Augengneissen S von A. Motta). Ich betrachte diese Erscheinung als Talklüftung, verursacht durch Auslösung von Restspannungen bei der Talbildung, wie sie von KIESLINGER (1958) und GERBER & SCHEIDEGGER (1965) beschrieben werden.

Im Handstück (Fig. 15; vgl. auch BLATTNER 1965, Fig. 20) erscheinen die Biotite zum grossen Teil in schmale, mm-lange Fläsern gesammelt, welche ein deutlich planares bis lineares Gefüge markieren, wobei sie im *ac*-Schnitt meist gleichmässig verteilt sind, während sie parallel zur Lineartextur

meist in Streifen und Lagen angeordnet sind. Neben der daraus resultierenden, meist deutlichen Lineation beobachtet man m- und dm-Falten, deren Schenkel häufig einen Winkel um 90° oder grösser einschliessen («open folds» nach FLEUTY 1964, S. 471). Von den hellen Gemengteilen ist besonders Quarz stengelig bis flachstengelig ausgebildet, weniger ausgeprägt beim Kalifeldspat, meist nur schwach erkennbar beim Plagioklas. Das Gefügebild im *ac*-Schnitt gleicht auffallend demjenigen der «Embrechite» von JUNG & ROQUES (1952, Fig. 8, 9).

Muskowit tritt neben Biotit besonders im Bereich zwischen P. di Piodella und Corte Seconda auf (Tafel I). Diese Zweiglimmergneisse zeigen häufig eine lagige bis striemig-bändrige Textur mit Anhäufung der Glimmer auf gewissen *S*-Flächen. Die Unterscheidung vom feinkörnigen Leukosom chorismatischer Verbände ist oft schwer durchzuführen, besonders bei grösseren homogenen Partien und flechtenüberwachsenen Felsoberflächen.

Lokal sind die Biotitgneisse feinkörniger und dunkler ausgebildet (RH 3066, 3074, 447, in Fig. 16) besonders im Gebiet des Il-Mottone-Kammes, mit Übergängen zu den unter 2.1.3. erwähnten Gesteinen. BLATTNER (1965, S. 1023 und Fig. 19) beschreibt ähnliche Gneisse aus dem Gebiet der Soè-Antiform, wobei der Biotit dort nur schwach gefärbt ist.

Die hier beschriebenen Gneisse entsprechen den «Orthogneissen» älterer Arbeiten (z. B. FRISCH-KNECHT 1923, KÜNDIG 1926, KNOBLAUCH & REINHARD 1939), und die Frage nach ihrer ursprünglichen Natur läuft auf das Problem der Genese der Orthogneisslagen in der regelmässigen Wechsellagerung des nördlichen Adula-Kristallins hinaus. Ob ihre geometrische Form einer sedimentären Wechsellagerung entspricht (HEIM 1891) oder nur die alpine Deformation spiegelt, ist noch nicht geklärt. Die stoffliche Einheit dieser Lagen ist vor der lepontinischen Thermo-Dynamometamorphose entstanden, deren Isograde quer dazu verlaufen. Auf ein präalpines, vielleicht paläozoisches Alter der stofflichen Bildung der «Orthogneisse» deuten Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter und Zirkon-Alter von vergleichbaren Gesteinen im Tessin (JÄGER 1970, KÖPPEL & GRÜNENFELDER 1969)¹.

Das heute vorliegende Mineralgefüge der «Orthogneisse» der Valle Bodengo ist aber während der alpinen Metamorphose kristallisiert, wobei es mindestens zu kleinräumigen Stoffverschiebungen gekommen ist (Fig. 11; 2.1.2.)

2.1.4.2. Mikroskopische Beobachtungen

Die modale Zusammensetzung ist in Fig. 16 dargestellt. Der Quarzgehalt und die Summe Kalifeldspat + Plagioklas sind ungefähr konstant, Plagioklas nimmt mit abnehmendem Kalifeldspatanteil zu; leichte Tendenz, dass kalifeldspatreiche Gesteine relativ wenig Biotit führen. In Fig. 24 entsprechen die eingetragenen Proben vorwiegend Grano- und Quarzdioriten nach der Klassifikation von STRECKEISEN (1967).

Quarz. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 6,0 mm (sehr ungleichkörnig). Häufig gleichmässig im Feldspat-Glimmer-Mosaik verteilt, oft jedoch Tendenz zur Ausbildung monomineralischer Linsen und Nester (gelängt in L_1), mit etwas zackigen internen Korngrenzen. Einfach-buchtige, isometrische und längliche Umrisse, meist konvex zu den übrigen Gemengteilen. Die planare Formregelung ist im Übergangsgebiet zu den Augengneissen (A. Piazza, Piodella-Kar) ausgeprägter (vgl. S. 14).

Optisch selten homogen, die einzelnen Körner bestehen meist aus Subkörnern mit leicht verschiedener Orientierung (Kleinkorngrenzen, durch «Polygonisation»), und der Längsachse parallel Z' , wobei aber isometrische bis schwach gelängte Felder vorwiegen, im Unterschied zur ausgeprägt streifigen Auslöschung im N (s. S. 15). Eigentliche undulöse Auslöschung nur schwach.

Plagioklas. Korngrösse: 0,1–3,3 mm (relativ gleichkörnig). Zusammen mit Biotit ausgeprägte Polygonalgefüge bildend, wobei an den Vereinigungsstellen dreier Plagioklas-Korngrenzen häufig 120° -Winkel auftreten. Einschlüsse von Quarztropfen und Kalifeldspat, weniger häufig von Glimmer, selten von Granat und Apatit. Sehr feinkörnige Kalifeldspateinschlüsse («Antiperthit») treten sowohl als Rechtecke wie auch unregelmässig begrenzt auf; manchmal ist eine direkte Verbindung mit dem Kalifeldspat des granoblastischen Gefüges zu beobachten (Verdrängung?).

Optisch homogen oder diffuser Kern (invers zonar), selten scharf begrenzter Randsaum (vgl. S. 32). An-Gehalte s. Fig. 16. Myrmekit am Kontakt zu Kalifeldspat häufig, besonders um grössere Kalifeldspatkörner. Auffallend wenig Myrmekit, sobald der Kalifeldspat gleichmässig im gleichkörnigen Gefüge verteilt ist.

Kalifeldspat. Korngrösse: 0,1–3,0 (bis 9,0) mm. Isometrische bis gelängte Einzelkörner und Aggregate, oft mit stark buchtigen Umgrenzungen, häufig konkav bis zwickelfüllend gegen Plagioklas und Quarz. Zum Teil gleichmässig im übrigen Gefüge

¹ Ebenso Zirkondaten von HÄNNY, GRAUERT & HARNIK (in Vorbereitung).

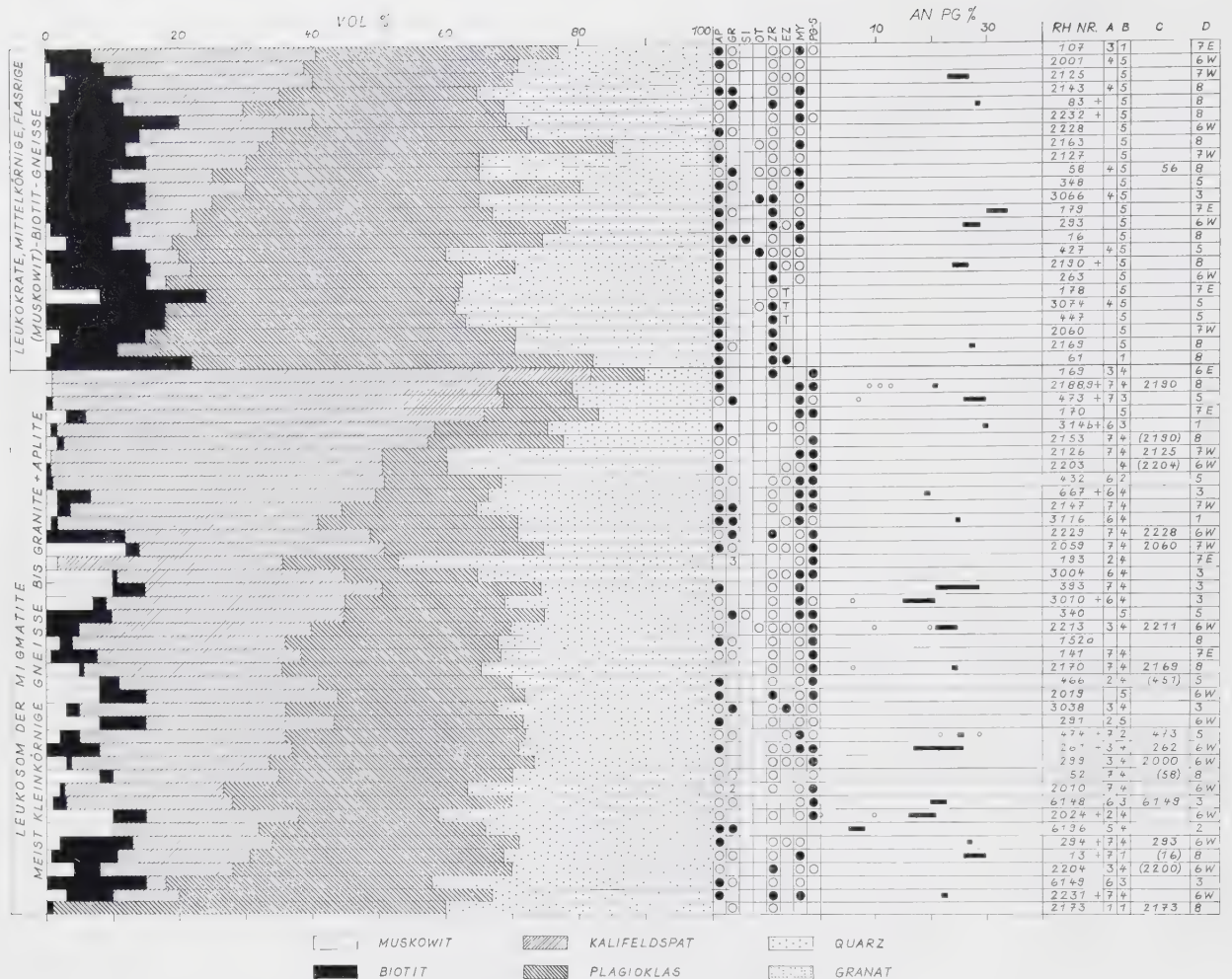


Fig. 16: Mineralzusammensetzung der granitoiden Gesteine.

AP = Apatit; GR = Granat; SI = Sillimanit; OT = Orthit; ZR = Zirkon, Monazit, EZ = Erz; MY = Myrmekit; PG-S = scharf abgegrenzte, saure Plagioklas-Randsäume; T = Titanit.

• = < 1%, Auftreten verbreitet ○ = < 1%, Auftreten sporadisch ◦ = An-Gehalt der Plagioklas-Randsäume

RH Nr. mit + = Modalanalyse, übrige geschätzt.

A im Aufschluss durchdrungenes Gestein

- 1 Amphibolit
- 2 dunkler feinkörniger Biotitgneiss und Amphibolit
- 3 dunkler feinkörniger Biotitgneiss
- 4 dunkle fischförmige Einschlüsse
- 5 Donadio-Gneiss
- 6 Kalifeldspat-Augengneiss
- 7 leukokrater, mittelkörniger, flaseriger Biotitgneiss

B Geometrie im Aufschluss

- 1 konkordante cm-, dm-Lagen
- 2 Gang, nicht verformt
- 3 Gang, verschiefert, verfaltet
- 4 unregelmässig-chorismatisch
- 5 grössere homogene Partie, konkordant

C in dieser Arbeit beschriebene Probe des durchdrungenen Gesteins im gleichen Aufschluss; (...) = in der näheren Umgebung

D Teilbereich des Fundortes (vgl. Tafel III)

verteilt; oft jedoch bevorzugt in Aggregaten, die im Zentrum grössere Körner zeigen, umgeben von Kalifeldspat-Mosaikpartien mit Komponenten des übrigen Gefüges und in dieses hineingreifend. Isometrische Körner der Randpartie sind manchmal in den zentralen Grosskörnern eingeschlossen. Es ist eine kontinuierliche Reihe von gleichmässig verteiltem Kalifeldspat zu Mosaiklinsen und Grosskristallen mit randlichen Mosaikpartien zu beobachten. Die Entwicklung der Augen geht offenbar so vor sich, dass sich zuerst granoblastische Mosaiklinsen bilden, in deren Zentrum mit zunehmender Grösse Sammelkristallisation einsetzt (vgl. S. 17).

Einschlüsse der übrigen Gemengteile sind häufig. Sporadisch film- und fleckenperthitische Bereiche. Optisch homogen bis undulös, seltener gegittert.

Biotit. Korngrösse: 0,1–3,0 mm. Tritt als Einzelplättchen, vor allem aber als sperrige, linsige bis zeilenförmige mm-Aggregate (Flasern) auf, die parallel L_1 mehrere cm lang sein können. (001) ist meist gut idiomorph ausgebildet, wird von Quarz viel häufiger als von Plagioklas durchbrochen. Regelung vor allem in der Zone um L_1 , weniger ausgeprägt auch planar. Das Gefüge erscheint im *ac*-Schnitt oft kaum geregelt. Absorptionsfarbe parallel Z vorwiegend 5 YR 4/4 («moderate brown»), seltener bis 10 R 3/3 («reddish brown») und 10 YR 5/3 («yellowish brown»); im Handstück tiefschwarze Farbe. n_z s. 2.1.9.

Muskowit. Korngrösse: 0,1–1,8 mm. Fast durchwegs in parallelem oder sperrigem Verband mit Biotit, auffallend oft kurze Leisten mit grossem Winkel zum Biotit- S . (001) sehr gut idiomorph. Hie und da stark korrodiert als Einschluss in Plagioklas und Kalifeldspat.

Sillimanit wurde nur in einem Schliß der Gesteinsgruppe gefunden (RH 16, Ricovero Darengo): Schmale Bündel von Fasern (0,3–0,8 mm breit und 1,0–1,8 mm lang), die manchmal im Quarz eingelagert sind. Oft verwachsen mit Biotit und feinen Muskowitlamellen, scheint stellenweise aus dem Abbau des Glimmers hervorzugehen.

Granat. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 3,0 mm. Tritt in geringer Menge recht oft in Form von rundlichen, seltener kompliziert geformten Körnern auf, besonders in der Nähe von Biotit oder als Einschluss darin.

Orthit. Korngrösse bis 1,5 mm. Erscheint hie und da in einigen isometrischen, meist einfach begrenzten Körnern mit schwachem Pleochroismus und oft nicht-pleochroitischem Rand.

Gelegentlich findet man bis 1,2 mm grosse Aggregate von sehr feinkörnigen Mineralien relativ hoher Lichtbrechung. Die Hauptmasse zeigt einen leicht bräunlichen Stich, pleochroitische Höfe in angrenzendem Biotit und gleicht auch der Doppelbrechung nach grösseren, besser identifizierbaren Körnern von *Monazit*. Der Kern des Aggregats ist farblos und scheint aus *Apatit* zu bestehen.

2.1.5. Leukokrate kleinkörnige Zweiglimmer- und Biotitgneisse (bis -granite bzw. -aplite)

Vgl. BLATTNER (1965, S. 1026–1029, 1041–1045), BRUGGMANN (1965, S. 129–133, 109–116).

2.1.5.1. Mesoskopische Beobachtungen

Das Leukosom der Migmatite wird meist durch kleinkörnige, granitoide bis glimmerarme, aplitoide Gesteine gebildet, wobei man alle Übergänge im petrographischen Charakter findet. In manchen Bereichen des Arbeitsgebietes überwiegt ein bestimmter Typ: Aplite in der Umgebung der Btta. del Notaro und von Corte Prima, im Piodella-Kar, in der S-Flanke des Il Mottone und um Barzena, ausserhalb des Untersuchungsgebietes westlich von A. di Poz in der Val Darbola. Hellgranitische Ausbildung bei A. Cortesella, biotitreichere Phasen zwischen P. Cressim, Forcellina di Strem und dem Talboden der Valle Bodengo. Unterschiedliche Typen können aber auch auf 100-m-Distanz abwechseln (z. B. S der Forcellina di Strem, S des Passo della Porta), und an manchen Stellen durchdringt eine mengenmässig meist untergeordnete helle Phase ein dunkleres Leukosom (Fig. 27). Auch relativ einheitliche 10-m-Bereiche kommen vor, oft im wesentlichen konkordant zur Lage der S-Flächen der Umgebung (S der Forcellina di Strem, Gipfel des P. Cavregasco, Hülle der Dome von Garzelli und Soè – vgl. BLATTNER 1965, S. 1043–1045); meist jedoch liegen die Gesteine in komplexem, migmatitischem Verband mit den übrigen Gneissen, Schiefern und Amphiboliten (2.1.6.), was zusammen mit der z. T. schwierigen Zugänglichkeit, mangelnden Frische der Aufschlüsse und der ungenügenden topographischen Grundlage eine detaillierte Kartierung verunmöglichte.

Bei den glimmerreicheren Typen ist meist ein deutliches Parallelgefüge erkennbar. Die Anordnung der Glimmerplättchen variiert: geradlinige, voneinander isolierte Plättchen (RH 2231) bis ungleich lange Flasern und Zeilen (RH 2024). Biotitarmer, aplitischer Gesteine erscheinen im Handstück oft massig, doch fehlt auch hier eine mehr oder weniger deutliche Anisotropie selten, markiert durch recht ungleichkörnige und inhomogen verteilte Biotitplättchen, -zeilen und -flasern, sehr dünne Lagen von Muskowit, 1–2 mm dicke Quarz- und seltener Quarz-Feldspat-Lagen. Lineare Orientierung der Glimmer überwiegt (gelängte Einzelplättchen und Anordnung in Streifen), durchwegs parallel L_1 .

2.1.5.2. Mikroskopische Beobachtungen

Die modale Zusammensetzung ist in Fig. 16 dargestellt. Ähnlich wie in den mittelkörnigen Gneissen ist der Quarzgehalt etwa konstant, während der Kalifeldspatgehalt mit abnehmendem Pla-

gioklasanteil zunimmt; die kalifeldspatreichsten Gesteine sind glimmerarm. Nach der Klassifikation von STRECKEISEN (1967) fallen die Gesteine im Modaldreieck (Fig. 24) vorwiegend in das Granitfeld, 3 Punkte – u. a. der Novate-Granit – entsprechen granodioritischer Zusammensetzung, 5 aplitische Leukosome liegen nahe der Grenze Granit/quarzführender Syenit.

Ein Gefügebild im Schnitt senkrecht zu L_1 zeigt Fig. 18.

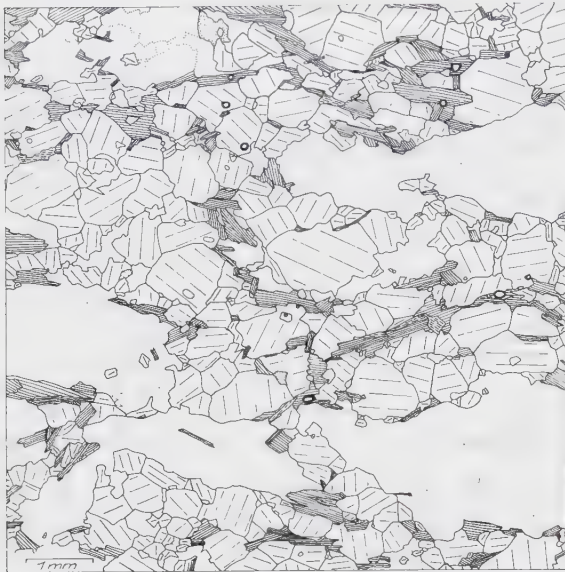


Fig. 17: Leukokrater, mittelkörniger Biotitgneiss (2.1.4., RH 293, vgl. Fig. 15). Schliff senkrecht L_1 . Weiss = Quarz; weit schraffiert = Plagioklas; punktiert = Kalifeldspat; eng schraffiert = Biotit; eng gestrichelt = Muskowit; stark ausgezogen = Apatit.

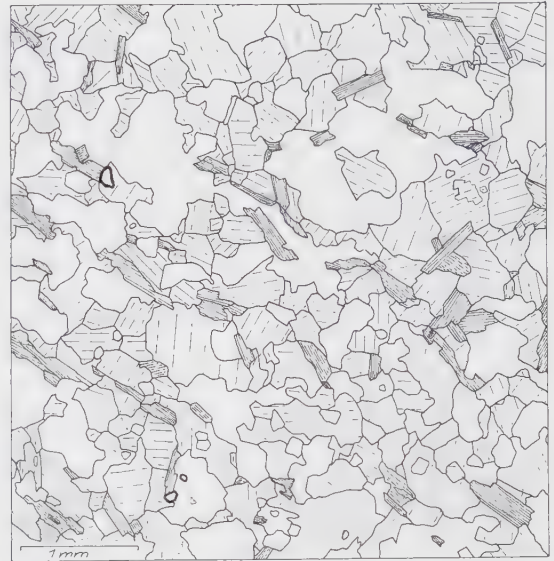


Fig. 18: Leukokrater, feinkörniger Zweiglimmergneiss (Leukosom, 2.1.5., RH 294). Schliff senkrecht L_1 . Weiss = Quarz; weit schraffiert = Kalifeldspat; weit schraffiert und punktiert = Plagioklas; eng schraffiert = Biotit; eng gestrichelt = Muskowit; stark umrandet = Apatit.

Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas sind häufig gleichmässig verteilt, die Anisotropie der Kornformen nimmt in dieser Reihenfolge ab. Das feinkörnig-granoblastische Gefüge ist von schwach bis deutlich parallel geregeltem Glimmer durchsetzt: isolierte Leisten und Fetzen (RH 2231) bis Büschel und mm-Flaserzeilen sperrig verwachsener Biotite und Muskowite (RH 2024). Lineare Regelung der Kornformen meist deutlich, planare mehr oder weniger, im N jedoch ausgeprägt (RH 393, 6148, 6149, 6196). Gelegentlich Kornzeilenbau. Völlig massive Gefüge sind selten.

Quarz. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 1,8 mm (senkrecht L_1) bzw. 4,0 mm (parallel L_1). Selten Lagen oder gröbere mm-Aggregate. Sonst wie bei 2.1.4.2.

Plagioklas. Korngrösse: 0,1–1,5 mm. Granoblastisch-polygonale Gefüge sind häufig, auch im ac -Schnitt, wo eine vorhandene Idiomorphie am stärksten hervortreten sollte (vgl. 2.1.2.2.). MEHNERT (1963) beschreibt fast idiomorphe Plagioklase als charakteristisch für die granitoiden Mobilisate und Diatexite des Schwarzwalds. In unserem Fall hat die (spät- bis postkinematische) Kristallisation den Zustand höchster Mobilität während der alpinen Metamorphose überdauert.

Myrmekit gut entwickelt am Kontakt zu grösseren Kalifeldspäten, sonst auffallend wenig im Vergleich zu der Anzahl der Plagioklas/Kalifeldspat-Korngrenzen.

In kalifeldspatreichen Gesteinen liegen oft buchtige (korrodierte?) Plagioklase mit ausgeprägten Säumen zwischen polygonalen Kalifeldspatkörnern (RH 193, 2188).

Die An-Gehalte (Fig. 16) scheinen generell etwas tiefer zu liegen (um 20–25) als bei den mittelkörnigen Gneissen (um 25–30). BLATTNER (1965, S. 1036) findet in Leukosom-Adern und Gneiss desselben Aufschlusses (Boggia W von Bodengo) übereinstimmende Plagioklaszusammensetzungen (vgl. dazu MEHNERT 1968, S. 258–262).

Im Gegensatz zu den mittelkörnigen Gneissen sind hier scharfbegrenzte Säume (bis 0,05 mm breit) etwas unterschiedlicher Orientierung um Plagioklaskörner – am Kontakt zu Kalifeldspat – häufig und z. T. sehr schön entwickelt. U-Tisch-Messungen – unter Annahme gleicher kristallographischer Orientierung wie das Zentralkorn – ergaben fast stets deutlich kleinere An-Gehalte (bis Albit, vgl. Fig. 16). Plagioklaskorn und -saum werden durch das Rhodizonat-Reagens (s. S. 11) stets gefärbt. Dieselben Säume treten auch intergranular zwischen Kalifeldspatkörnern auf, wobei die optische Orientierung (Interferenzfarben) meist – nicht immer – der des einen Kornes sehr ähnlich ist. Interessant ist die Morphologie dieser Säume: ziemlich glatte Begrenzung zum Plagioklaskorn oder ähnlich orientierten Kalifeldspatkorn, konvex-buchtig auf die Gegenseite. Hier und da sind zwischen

Kalifeldspäten doppelte Säume vorhanden, deren Orientierung nicht mit dem anliegenden, sondern gegenüberliegenden Korn (nahezu) übereinstimmt. Häufig erscheint der Randsaum jünger als der Myrmekit am gleichen Korn, da die Quarzstengel scharf am Innenrand enden. Der Saum kann selber auch sehr feine, querstehende myrmekitische Quarzstengel enthalten (auch zwischen Kalifeldspäten); an andern Stellen geht der Saum seitlich in Myrmekitknospen über. Manche Dünnschliffe enthalten nur im Randsaum myrmekitischen Quarz.

RAMBERG (1962) – vgl. auch FRASL (1954, S. 126), DRESCHER-KADEN (1948, S. 80–89), TUTTLE & BOWEN (1958, S. 137–142) – hat ähnliche Erscheinungen aus brasilianischen Gneissen sehr gut illustriert, so dass ich hier darauf verzichte. RAMBERG macht eine Entstehung der sauren Plagioklassäume durch Entmischung von (Na-)K-Feldspat und Wachstum unter Verdrängung des nicht subparallel zum Saum orientierten Kalifeldspats wahrscheinlich. Dieser Vorgang ist wohl nach der Hauptkristallisation, während der Abkühlung des Gesteins anzusetzen, parallel zur Perthitentmischung.

Kalifeldspat. Korngrösse: 0,1–3,0 mm. Meist gleichmässig im Gefüge verteilt, einzelne grössere Körner selten (RH 466: buchtig, voller Einschlüsse von isometrischem Kalifeldspat und den übrigen Gemengteilen; RH 2019: rechteckige Leisten mit einfacher Zwillingsnaht, Umgrenzung im Detail völlig xenomorph). Häufig Filmperthit.

	2V _x (orthoskopisch):
RH 2030 (= 2231)	57–58° (3)
RH 2024	48–92° (10), Mittel 74°
RH 667	64–76° (2)

Optisch undulös bis deutlich gegittert, variabel im gleichen Korn.

Glimmer. Korngrösse: um 1,0 mm (sehr feinkörnig bis 3,0 mm). Wie 2.1.4.2. In einigen aplitischen Proben (RH 299, 2010, 2147, 2153, 2188, 2189) sind viele Biotit- und Muskowitplättchen – neben idiomorphen – stark von Quarz und Feldspat korrodiert. n_z von Biotit s. 2.1.9.

Erz. Im Hang nördlich von Bodengo enthält hell-granitische Material (ähnlich RH 3038) lokal mm-grosse, schwarze, polyedrische Körner (z.B. Rinne westlich von P.1430). Das Röntgen-Pulverdiagramm entspricht Magnetit (RH 3094; ASTM 11–614).

2.1.6. Migmatite

2.1.6.1. Begriffe

Migmatite sind mesoskopisch grobgemengte Gesteine, entstanden aus geochemisch mobilen und immobil (bzw. weniger mobilen) Anteilen (DIETRICH & MEHNERT 1960, S. 58). Im untersuchten Gesteinskomplex sind die heute vorliegenden grobgemengten Gefüge weitgehend durch eine einheitliche Deformation geprägt, so dass die «mobilen und immobil Anteile» nicht nur im geochemischen Sinn (Schmelze, Lösung, Gasphase) verstanden werden können, sondern auch als Phasen unterschiedlicher mechanischer Teilbeweglichkeit während der Verformung im Sinne SANDERS (1948, S. 96), d.h. die Gesteinsphasen haben sich je nach ihren mechanischen Eigenschaften unter den gegebenen Stress- und p–T–x-Bedingungen kompetent oder inkompetent verhalten. Es ist oft schwierig, zu erkennen, wie weit die migmatitischen Gefüge noch Spuren einer Platznahme von granitoiden Mobilisaten in einem starren Rahmen («Einstromungsgefüge», SANDER 1948, S. 186) zeigen oder ob sie nur die Kompetenzunterschiede bei der Verformung abbilden («Abbildungsgefüge» nach SANDER, das hier auch das mesoskopische Gefüge der Chorismite erfasst). NICKEL (1954, S. 32; vgl. auch 1963 und NICKEL et al. 1967) spricht von «Angleichsgefüge», wenn sich Intrusionskinematik und metamorphe Kinematik zeitlich überlappen.

In der vorliegenden Arbeit verwende ich zur Bezeichnung der hellen und dunklen Anteile der Migmatite rein beschreibend die Begriffe «Leukosom» und «Melanosom» (DIETRICH & MEHNERT 1960, S. 65). Das «Leukosom» ist hier in den meisten Fällen die mobilere Phase (Ausnahme: S. 39). Eine Unterscheidung von «neu» und «alt» (Neosom und Paläosom) ist bei gleichzeitiger, hochgradiger Verformung und Kristallisation vorerst nicht sinnvoll.

2.1.6.2. Planare (stromatitische) Migmatitgefüge

Monoschematische Partien der leukokraten, mittelkörnigen Gneisse (2.1.4.) und der feinkörnigen, granitoiden Gneisse (2.1.3.) gehen oft in ein chorismatisches Lagengefüge über. Konkordante cm-Adern von Feldspat und Quarz – seltener monomineralisch – schwellen linsenartig an und ab und verlieren sich seitlich wieder nach einigen cm oder dm; parallel zur Linearen L_1 setzen sie sich oft über dm und m fort. Ihre Geometrie ist also stark von der Deformation beeinflusst. Das Leukosom

ist randlich oft von dunklen Säumen aus grobflaserigem Biotit begleitet. Mit zunehmendem Anteil der hellen Phase schliessen die Adern zusammen, die Biotitsäume bleiben zunächst erhalten, werden aber sukzessiv aufgelöst (Fig. 19, 21) zu nebulitischen Schlieren bis zur völligen Homogenisierung (Fig. 22). Gelegentlich werden Biotitsäume seitlich von Granatzeilen abgelöst (vgl. auch BLATTNER 1965, S. 1029). Die groben Glimmerplättchen sind sperrig angeordnet, gut idiomorph und kaum je verbogen, auch dort nicht, wo die Adern verfaltet sind (z. B. Fig. 32): Polygonalbögen. Die Kristallisation hat die Deformation überdauert.

Biotitsäume können oft auch fehlen und die hellen Lagen mehr als gleichmässige Bänder ausgebildet sein: Übergang zu eigentlichen Bändergneissen.

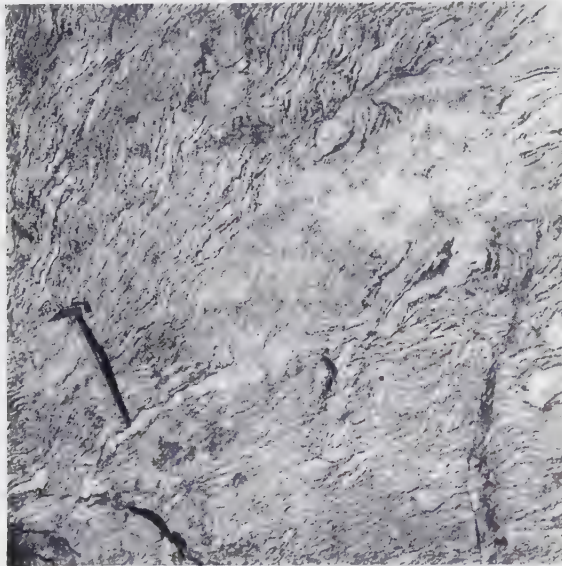


Fig. 19: Stromatitischer Adergneiss mit zunehmendem mobil-em Verhalten des Leukosoms. Wellungsachse parallel L_1 . Text S. 34. SW von A. Piodella (741.91/127.98). Hammer 35 cm.



Fig. 20: Diktyonitischer Adergneiss. Faltenachsen steil. Text S. 43. Avert di Darengo (740.54/120.84). Einheiten der Skala auf Hammerstiel: 5 cm.

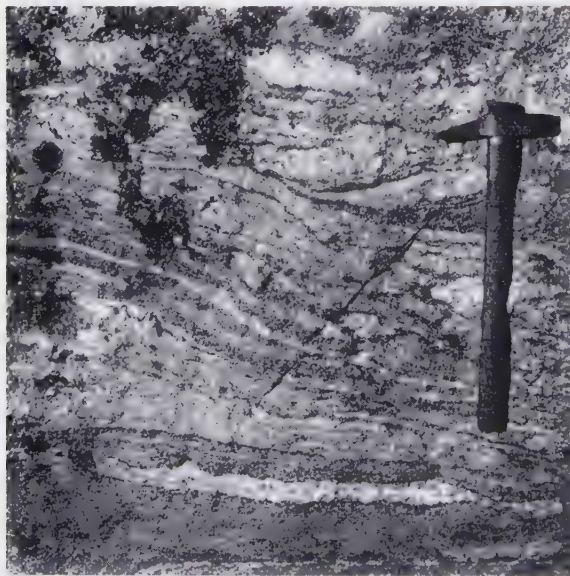


Fig. 21: Stromatitischer Adergneiss. Text S. 34, 38. N von A. Cortesella (740.45/125.35). Hammer 50 cm.



Fig. 22: Weitgehend homogenisierter Adergneiss (Diatexit). RH 2231. N von A. Cortesella (740.45/125.35). Hammer 50 cm.

Die beschriebenen Gefüge sehen zum Teil den Metatexiten des Schwarzwalds auffallend ähnlich. MEHNERT (1951, 1963) konnte dort durch quantitative Vergleiche des Stoffbestandes zeigen, dass ein monoschematischer Biotit-Plagioklas-Paragneiss (= Paläosom) durch partielle Anatexis in ein helles pegmatoides Mobilisat (= Leukosom) und einen dunklen, mafitenreichen Restbestand (= Melanosom) aufgespalten wurde (Leukosom + Melanosom = Neosom). Die Migrationsweite der mobilen Anteile ging dabei nicht über den cm-, dm-Bereich hinaus. Mit zunehmender Entwicklung wird das Gefüge homogenisiert, es resultiert ein hochmobiles granitisches Gestein (Diatexit).

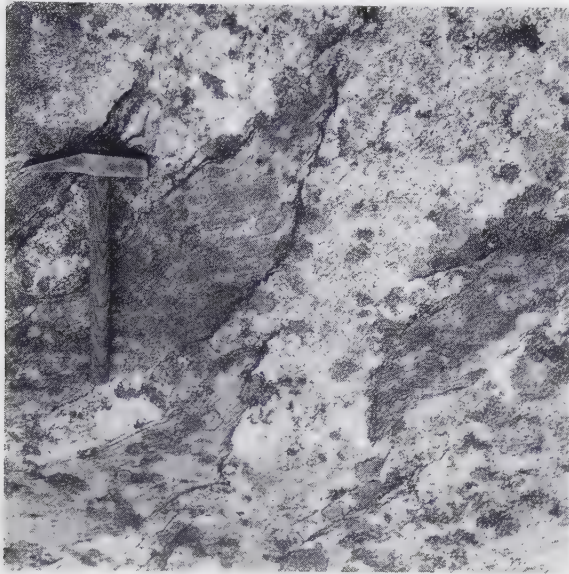


Fig. 23: Schollenmigmatit. Das Leukosom entspricht dem völlig homogenisierten Diatexit der Fig. 22, die Schollen den dunklen Lagen der Fig. 21. N von A. Cortesella (740.45/125.35). Hammer 35 cm.

Die Bildung granitoider Mobilisate durch partielle Aufschmelzung in situ ist durch die neueren experimentellen Daten am Granitsystem $Qz-Or-Ab-An-H_2O$ (z. B. TUTTLE & BOWEN 1958, VON PLATEN 1965, WINKLER 1967, PIWINSKII 1968) gut bekannt.

In anderen, gut untersuchten Fällen von stromatitischen Migmatiten mit ähnlichem Erscheinungsbild scheint das anatektische Modell nicht ohne weiteres anwendbar; so findet LJUNGGREN (1957) im Leukosom schwedischer Stromatite überschüssigen Kalifeldspat, den er durch metasomatische Zufuhr erklärt. Nach HÄRME (1965) muss in südfinnischen Adergneissen K zugeführt worden sein, als Transportmechanismus nimmt er sowohl Injektion einer K-reichen Schmelze als auch Diffusion von K an. Adergneisse bei Palmer in S-Australien (WHITE 1966) weisen eine Zusammensetzung auf, die nur z. T. durch partielle Anatexis gedeutet werden kann; die Verteilung des K und der Spurenelemente widerspricht diesem Modell. WHITE vermutet deshalb einen metamorphen Differenzierungsprozess in situ ohne Beteiligung einer schmelzflüssigen Phase. BLATTNER (1971) fasst Adermigmatite in Britisch-Kolumbien ebenfalls als In-situ-Bildungen [1 m] auf, wobei er seine analytischen Resultate durch eine Kombination von partieller Aufschmelzung und Austausch von Alkalien (ORVILLE 1963) zwischen Leukosom und Melanosom durch die Gasphase nach der Verfestigung interpretiert. Auch die Daten von WHITE lassen sich nach BLATTNER mit diesem Modell erklären.

BLATTNER (1965, S. 1058 und Fig. 32) hat gezeigt, dass Lage und Trend seiner Analysen von granitoiden Gesteinen der Valle Bodengo im normativen $Qz-Ab-Or$ -Dreieck recht gut mit der experimentell bestimmten Zusammensetzung von Restschmelzen bei der Kristallisation im $Qz-Ab-Or-An-H_2O$ -System übereinstimmt. In das modale Dreieck der Fig. 10 wurden die extremsten bekannten kotektischen Linien und Eutektika für den zu erwartenden Druckbereich (S. 80) eingetragen. Obwohl Norm und Modus natürlich nicht quantitativ verglichen werden können, ergibt sich doch qualitativ eine gute Übereinstimmung der Leukosome mit den Zusammensetzungen für die Temperaturminima der Liquidusflächen.

BLATTNERS Projektionspunkte von leukokraten Zweiglimmergneissen im Qz–Ab–Or-Dreieck sind auffallend gut um eine Linie angeordnet, die vom Zentrum zur Qz–Ab-Seite zieht (BLATTNER 1965, S.1057) und etwa mit der kotektischen Linie für Ausgangsgesteine mit einem normativen Ab/An-Verhältnis von 3,8 (VON PLATEN 1965) übereinstimmt.

Von der Chemie der Hauptkomponenten aus spricht also nichts gegen anatektische Entstehung.

Die Ab/An-Werte aller 25 Gesteinsanalysen BLATTNERS liegen zwischen 0,8 und 9,0; $\bar{x} = 4,4$; $\sigma = 2,0$. Gneisse, die nach Modalbestand und petrographischem Charakter den vermutlichen Ausgangsgesteinen von «venitischen» Mobilisaten – wie etwa in Fig. 20 – entsprechen, ergeben Ab/An-Werte zwischen 2,8 und 3,4 (PB 17, 16). Experimentelle Bestimmungen der Soliduskurven im p–T-Diagramm für An-haltige Ausgangsgesteine (VON PLATEN & HÖLLER 1966, PIWINSKII & WYLLIE 1968, PIWINSKII 1968; vgl. Fig. 54) lassen für bestimmte Drucke unter der Annahme $p_t = p_{H_2O}$ Minimaltemperaturen abschätzen. Für Ab/An = 2,9 und 3,8 ergeben sich für 5 bis 3 kb Druck Temperaturen zwischen 660 und 680 °C.

5 Modalbestände liegen nahe der Kfp-Ecke, und auch die normative Zusammensetzung einer der Proben (PB 24) weicht deutlich von den experimentellen Resultaten ab. Diese aplitischen Leukosome sind kaum als Erstmelzen aufzufassen, sondern müssen durch unbekannte Differentiationsvorgänge in den mobilen Phasen entstanden sein (vgl. ORVILLE 1963). Interessant ist, dass diese Aplite im Feld nicht von den übrigen glimmerarmen Mobilisaten zu unterscheiden sind.

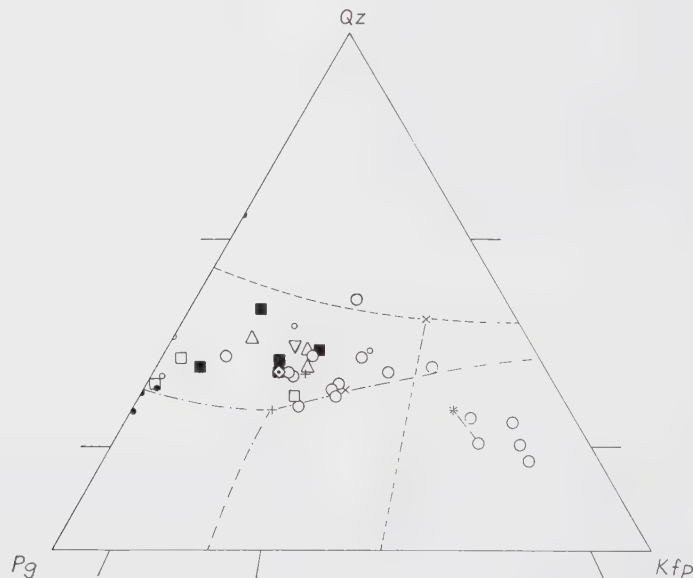


Fig. 24: Modaler Quarz–Plagioklas–Kalifeldspat-Bestand granitoider Gesteine.
Reihenfolge der Nummern wie im Diagramm von links nach rechts, PB = Analysennummern BLATTNER (1965)

- ◊ Novate-Granit: PB 10
- △ Soè-Granitgneiss: PB 1, 4a, 4
- ▽ Garzelli-Granitgneiss: PB 6
- Leukosom der Migmatite (meist feinkörniger Zweiglimmergneiss bis -granit bzw. -aplit): RH 2231, 13, 294, PB 9, 7, RH 261, 474, PB 18, RH 2024, PB 8, RH 3010, 667, 14b, PB 24, RH 2188, 473, 2189
- Leukokrater, mittelkörniger, flaseriger Biotitgneiss: RH 2190, PB 16, RH 83, PB 17, RH 2232
- Leukokrater, schwach schiefriger Biotitgneiss (BLATTNER 1965, 2.3.2.1.): PB 12, 11, 13
- Bändergneiss, helle Phase: PB 14, RH 262, 3129, 3127
- Bändergneiss, dunkle Phase: PB 15, RH 262, 3128, 3129

bezogen auf das normative Qz–Ab–Or-Dreieck:

- * Normative Zusammensetzung PB 24
 - Kotektische Linien und Eutektikum für Gesteine mit Ab/An = 2,9 und 2 kb H₂O-Druck (VON PLATEN & HÖLLER 1966)
 - × Eutektikum für Ab/An = 2,9 und 7 kb H₂O-Druck (VON PLATEN & HÖLLER 1966)
 - Kotektische Linien und Eutektikum für Ab/An = ∞ und 5 kb H₂O-Druck (LUTH, JAHNS & TUTTLE 1964)
 - + Eutektikum für Ab/An = ∞ und 2 kb H₂O-Druck (TUTTLE & BOWEN 1958)
- Unterteilung des Dreiecks nach der Klassifikation von STRECKEISEN (1967). Für Qz 20–60% von links nach rechts: Quarzdiorite, Granodiorite, Granite, Alkaligranite. Einzelne Punkte mit Qz < 20: quarzführende Syenite.

2.1.6.3. Lineare Migmatitgefüge (*B-Migmatite*)

Die beobachteten migmatitischen Gefüge sind zum grossen Teil durch eine bevorzugte Richtung ausgezeichnet. Scharf diskordantes Verhalten des Leukosoms zur Bänderung oder Schieferung des Melanosoms ist besonders auf Schnittflächen senkrecht zur meist ausgeprägten Linearen L_1 (ac-Schnitte) zu erkennen. Auf Schnittflächen parallel zu L_1 (höl) des gleichen Aufschlusses liegen dieselben hellen und dunklen Phasen in konkordantem, bändrigem Verband. Die Leukosom-Melanosom-

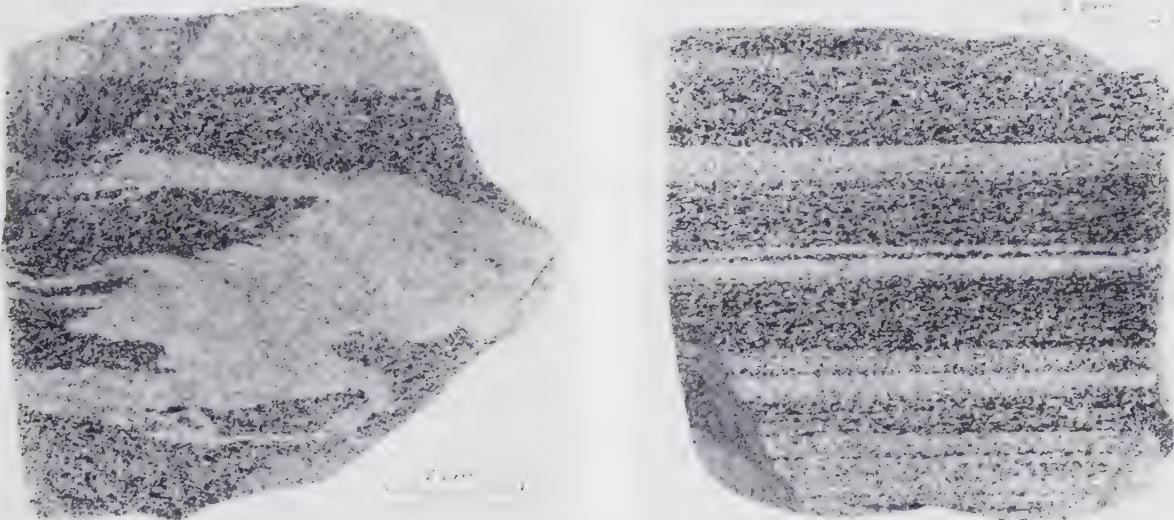


Fig. 25 + 26: Kleinkörniger Biotitgneiss und helles Leukosom in extrem *B*-migmatitischem Verband. Schnitte senkrecht und parallel zu L_1 am gleichen Handstück. Text S. 37. Bergsturzschnitt, W von Corte Seconda (740.5/124.1). Photos M. Zuber.

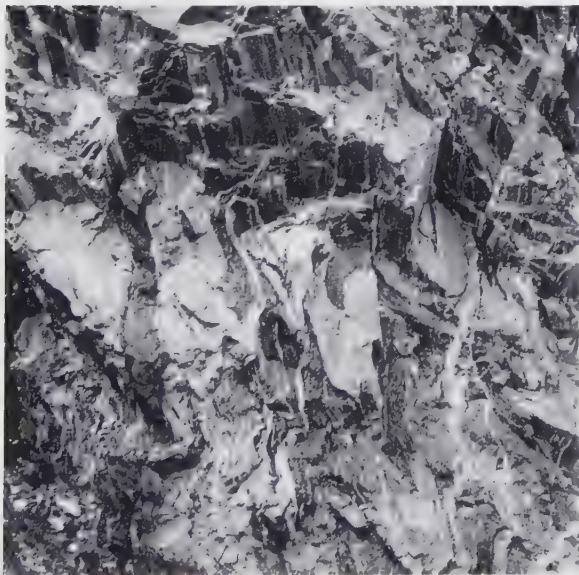


Fig. 27: Senkrechte Aufschlusswand (ca. 10 m hoch), links unten Grascouloir sichtbar. Dunkle, z.T. gebänderte und verfaltete Gneisse in *B*-migmatitischem Verband mit feinkörnig-leukokratischem Zweiglimmergneiss. Aplitisches Adern und Flecken am Kontakt und im Innern beider Phasen, auch beide durchdringend. Relativ geradlinige, steilstehende Pegmatitgänge. S von A di Strem (741.48/126.07).



Fig. 28: Intrusives Verhalten des Zweiglimmerleukosoms zu nach B_1 verfalteten, gebänderten Gneissen, die von Biotit-Leukosom durchadert sind. Schnitt senkrecht zu L_1 , das am rechten Bildrand gut sichtbar ist. Text S. 37. W von Corte Terza (741.85/125.61). Hammer 35 cm.

Kontaktflächen liegen also parallel (tautozonal) zu L_1 (Fig. 25–27), ebenso die Orientierung der Kornformen (homotaktisch in Leukosom und Melanosom) – soweit sie anisometrisch sind. BLATTNER (1965, S. 1037–1041) hat diese Art chorismatischer Gefüge, die E. WENK schon 1948 (S. 763) aus dem zentralen Tessin beschreibt, als *B-Migmatite* bezeichnet, analog zu den *B-Tektoniten* SANDERS (z. B. 1948). Ebenso gut könnte man von *L-Migmatiten* sprechen – im Sinne von FLINN (1965), vgl. S. 84.



Fig. 29: Schollenmigmatit. Zwei granitoide Leukosome, wobei die dunklere Phase (RH 667) hier jünger erscheint als die hellere (RH 3010). Benachbarte Stellen können aber auch umgekehrt gedeutet werden. Boggia NW von Valscura (745.16/126.00). Hammer 35 cm.

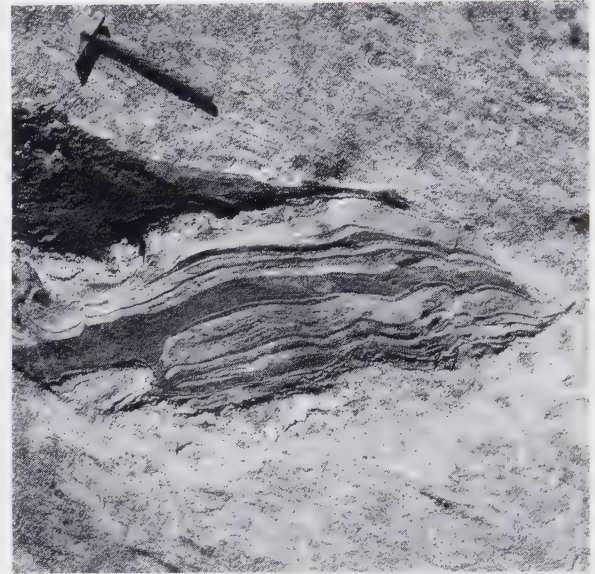


Fig. 30: Bändergneisssscholle, deren Lagentextur (Boudinage!) von der striemigen Paralleltextur des Leukosoms abgeschnitten wird. Text S. 38/39. SW von A. Piodella (741.71/128.04). Hammer 35 cm.

Aus den auf S. 33/34 beschriebenen «Veniten» entwickeln sich mit zunehmendem mobilem Verhalten eigentliche Schollenmigmatite (Fig. 21–23, vom gleichen Aufschluss). Meist aber ist die räumliche Fortsetzung «intrusiver» Leukosome wegen der Aufschlussverhältnisse nicht über grössere Bereiche verfolgbar und die Herkunft der Mobilisate deshalb unklar. Grössere «intrusive» 10-m- und 100-m-Massen von granitoidem Material – z. B. in der grossen Felswand WNW von Corte Terza (SE der Lokalität von Fig. 27; vgl. auch Fig. 28), in der N-Wand des Cressim-Gipfels oder in der E Gratwand des Passo della Porta (sehr gute Aufnahme bei BLATTNER 1965, S. 1038) – zeigen, dass Stoffverschiebungen im 100-m-Bereich stattgefunden haben. Die Raumlage in der Zone um $L_1 = B_1$ ist auch hier mehr oder weniger ausgeprägt – soweit die Aufschlüsse eine räumliche Beobachtung erlauben. Nicht richtungsorientierte Chorismite sind selten. Vollkommen massige Korngefüge ohne Anzeichen einer Verformung zeigen neben den meisten Pegmatitgängen (2.1.7.) manchmal aplitische Mobilisate und einige Aplitgänge (z. B. Fig. 32; auch RH 474 in Fig. 16).

Einzelheiten des Gefüges (Fig. 21–23, 25–37)

Oft sind in diskordanten Leukosomen die – gleichmässig verteilten – Biotite parallel zur Planarstruktur des Nebengesteins geregelt (Fig. 31/5), während sie in anderen Fällen im *ac*-Schnitt unregelmässig erscheinen (Fig. 23), je nach dem lokal vorherrschenden Charakter der Verformung (Plättung oder Einengung). Das unterschiedliche rheologische Verhalten der Gesteinspartien zeigt sich manchmal in B_1 -parallelen, planaren Strukturen im Leukosom, die diskordant zum *S* des durchdrungenen Gesteins

verlaufen (Fig. 30, 31/2 u. 8; N-Wand des Cressim-Gipfels). Solche «Fliegsstrukturen» haben mit einem einsinnigen Einstömungsgefüge nichts zu tun, sondern entsprechen der XY -Ebene des lokalen Verformungsellipsoids.

Mm- bis dm-breite Adern (im Raum flächig) können in verschiedenen Richtungen auftreten, schneiden aber die Schieferung auffallend häufig in einem sehr spitzen Winkel («semikonkordant»). Diskordante Gänge sind oft um B_1 verfaltet mit der Achsenebene parallel zum S des Nebengesteins; typisch ist die relative Verdickung an den Umbiegungen (Fig. 12/3, 31/3). RAMBERG (1959) hat ähnliche «ptygmatische» Falten im Modellexperiment durch Kompression subparallel zum relativ kompetenten «Gang» erzeugt. Das Leukosom hat sich in solchen Fällen kompetenter als die Umgebung verhalten, was man auch bei disharmonisch verfalteten und boudinierten hellen Lagen in Bändergneissen erkennen kann (Fig. 57–59). Im gleichen Aufschluss kan man auch kleinere Apophysen der hellen Bänder beobachten, die – in einem (früheren) Zeitpunkt höherer Mobilität – die Stoffänderung lokal «intrusiv» durchbrochen hatten. Während der gleichen Verformungsphase kann also Material ähnlicher Zusammensetzung mechanisch unterschiedliche Eigenschaften aufweisen, was auf sukzessive Abkühlung, vielleicht auch auf Unterschiede im H_2O -Druck zurückzuführen ist.

Die Umbiegungen von Adern sind im N (Valli Pilotera und Pesciadello) häufig sehr spitz, die Schenkel bis isoklinal zusammengepresst. Diskordante Aplitkontakte sind parallel S ausgefrant (Fig. 33). Die Differentialbewegung parallel zu den S -Flächen ist oft sichtbar diskontinuierlich verlaufen. Hier ist es oft schwierig, im Feld die Richtung der Faltenachsen zu bestimmen. Diese Änderung im Verformungsstil der Leukosome gegen N entspricht dem Wandel der Korngefüge in den übrigen Gneissen (S. 14). Im zentralen und südlichen Teil des Arbeitsgebietes hat die Kristallisation die Verformung überdauert, während im N die Deformation bei tieferer Temperatur noch aktiv war.

Sehr oft folgen hololeukokrate mm-, cm-Adern dem Kontakt granitischer Leukosome (Fig. 31/5). Sie sind wohl als In-situ-Bildungen während oder nach der Platznahme des granitischen Materials aufzufassen. Verbreitet sind cm- und dm-grosse Bereiche von aplitischem Leukosom mit scharfer bis diffuser Begrenzung – konkordant, auf «strain-slip»-Flächen und fleckenförmig («Ölfleck»). Auch sie dürften mehr oder weniger In-situ-Bildungen sein (vgl. dazu BLATTNER 1965, S. 1015, 1039).

Zwischen P. di Sambrocc und P. d'Uria erscheinen die mittelkörnigen Gneisse konkordant-striemig «durchtränkt», ebenso südöstlich von Corte Prima (Fig. 34), wo ein sukzessiver Übergang von einzelnen venitischen Adern über striemige Gefüge zu feinkörnigen, monoschematischen Aplitgneissen zu beobachten ist («Homogenisierung»), in welchen z. T. dunkle «Fische» als Relikte erhalten sind (z. B. Fig. 36 bei BLATTNER 1965). Die Chorismite der Avert del Notaro (Fig. 35) sind gegen NW über 100–200 m in ziemlich homogene Aplitgneisse (RH 2232, Fig. 16) verfolgbar, was BRUGGMANN (1965, S. 133) auch von der Schweizer Seite des Grenzgrates beschreibt. Es ist wahrscheinlich, dass hier über m, 10 m, 100 m Stoffverschiebungen in hochmobiler Form eine Rolle gespielt haben. Die räumliche Orientierung solcher diffus begrenzter Leukosome ist oft kaum zu ermitteln.

Planare Biotitregelung im Nebengestein, die sich in diskordanten, scharf bis diffus begrenzten Leukosomen fortsetzt, ist als Argument für metasomatische Platznahme benutzt worden (z. B. GOOD-SPEED 1940, PERRIN & ROUBAULT 1953). In Fig. 35 bilden die scharfen Kontakte durchwegs Pseudofalten, die Differentialbewegungen parallel zu S (= Achsenebene) anzeigen. Gneisslamellen ragen septenartig in das Leukosom und setzen sich als isolierte Fläsen fort, die aus streng S -parallelem Biotit bestehen, der – wie auch Muskowit – von den isometrischen Körnern des Feldspat-Quarz-Mosaiks stark korrodiert erscheint, sonst aber mikroskopisch sowie im Brechungsindex mit dem Gneiss-Biotit identisch ist (vgl. RH 2188 und 2190 in Tab. 2). Sukzessive Öffnung während der Deformation, zusammen mit dem Eindringen und der Kristallisation einer hochmobilen Phase, von der sich nur relativ kleine Partien gleichzeitig bewegt hätten, könnten den Mechanismus gebildet haben. Verdrängungsprozesse dürften beteiligt gewesen sein.

Auch in Fig. 36 scheint sich die Struktur des Bändergneisses (RH 262, Fig. 41) im diskordanten Leukosom (RH 263, Fig. 16) fortzusetzen, das sich aber mindestens randlich in massiverem Zustand bewegt hat (Schleppung!).

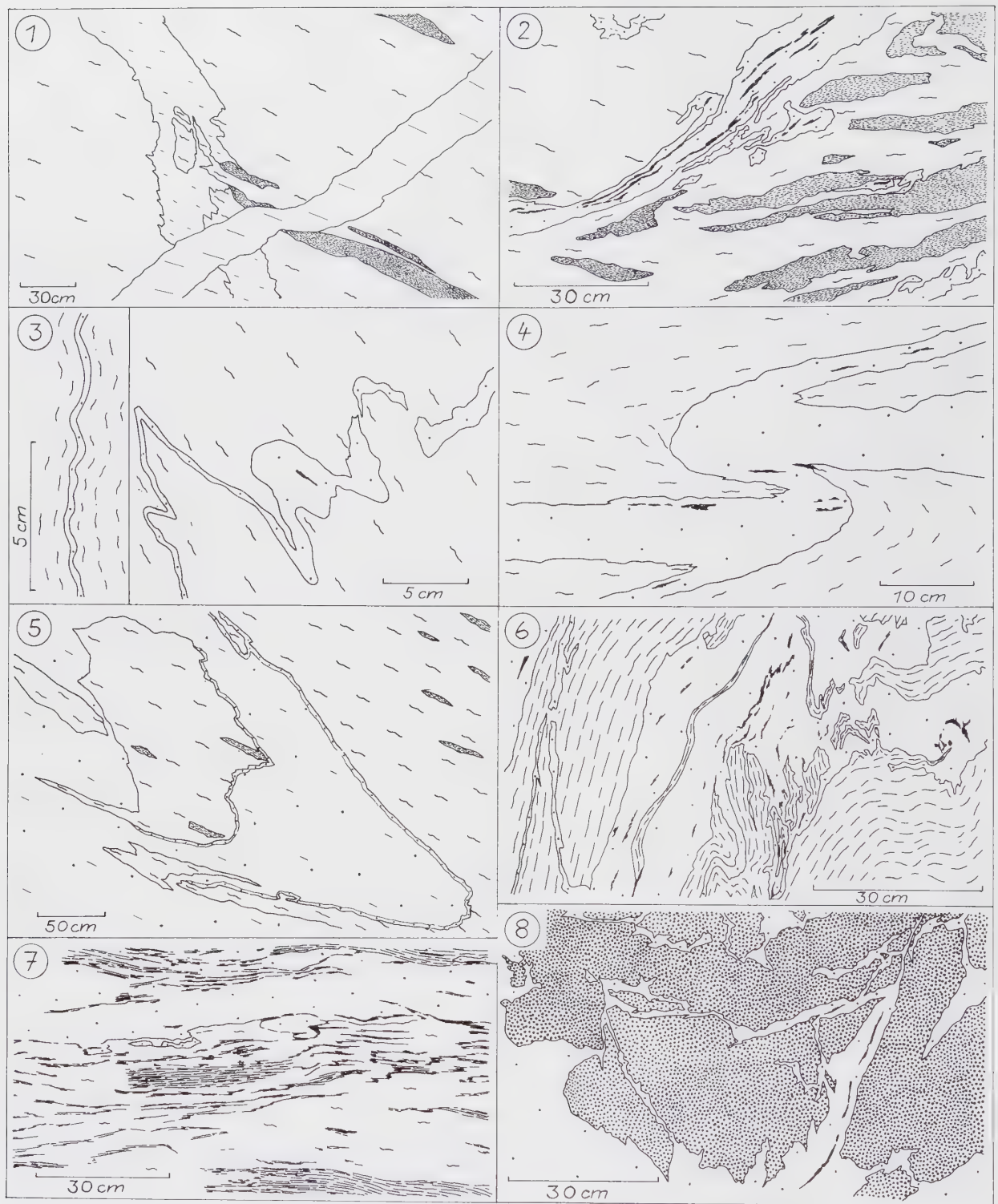


Fig.31: Migmatitgefüge.

- ① Augengneiss mit dunklen Einschlüssen wird von gangartigem, etwas verschiefertem Körper von feinkörnigem Biotitgneiss (RH 6149) und dieser von sehr hellem Aplit (mit ausgeprägter Schieferung, RH 6148) durchdrungen. Bei RH 6149 könnte es sich auch um eine reliktsche Lage handeln. Piloterabach E von Gandascia (745.41/127.95)
- ② Mittelfeinkörniger Biotitgneiss mit dunklen Einschlüssen und schlierigem, aplitischem Leukosom. Text S. 38/39. SW von P. 1518 (A. Zoccha*), NW von Bodengo (743.28/126.50).
- ③ «Ptygmatisch» gefaltete Aplitadern; die beiden Schnitte liegen senkrecht zu S und zueinander. Block, SSE der Btta. del Notaro (739.83/122.17).

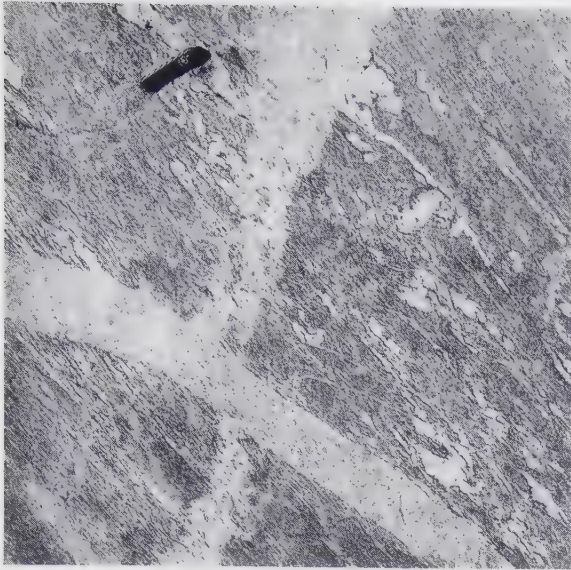


Fig. 32: Metatektischer Biotitgneiss (verformt nach L_1) von älterem, verschiefertem und jüngerem, massig-geradlinigem Aplitgang durchschlagen. Text S. 38. Messer 8 cm. Weg SW von Barzana (746.45/126.78).



Fig. 33: Aplitischer Körper mit isoklinal verformtem Kontakt zu feinkörnigem «Donadio»-Gneiss. Text S. 39. SE von A. Pregassone (744.30/129.55).



Fig. 34: Leukokrater, mittelkörniger Biotitgneiss, diffus von granataplitischem Mobilisat durchtränkt, diskordant von relativ homogenem (aplitische Flecken!) Zweiglimmerleukosom (RH 141) abgeschnitten. Aplitischer Saum am Kontakt. Block SE von Corte Prima (740.90/122.00). Messer 9 cm.

- ④ Aplite in mittelkörnigem Biotitgneiss; der breitere Gang wurde am schmälere, jüngeren Gang versetzt – vor der späteren Faltung. N der Bocch. del Notaro (739.68/122.78).
- ⑤ B-migmatitische Verfaltung von feinkörnigem Biotit-Kalifeldspat-Plagioklas-Leukosom mit Augengneiss. Aplitischer Kontaktsäume. NW von A. Piodella (742.04/128.46). Schnitt schräg zu $L_1 \approx B_1$.
- ⑥ B-Migmatit, aplitisches Leukosom in feinkörnigem Amphibolit. NE des P. di Gallusen (740.65/126.40). Schnitt ungefähr senkrecht zu L_1 .

- ⑦ Biotit-«Flaserschollen» in vorwiegend konkordant mit aplitischem Mobilisat durchtränktem, mittelkörnigem Gneiss. W des Pso. della Porta (741.94/123.50).
- ⑧ B-migmatitischer Agmatit. Biotitleukosom (RH 2213) in dunklem Biotitgneiss. Biotitschliere parallel zur Wand. Text S. 38/39. SW von Corte Terza (741.44/125.09). Schnitt ungefähr senkrecht zu L_1 .

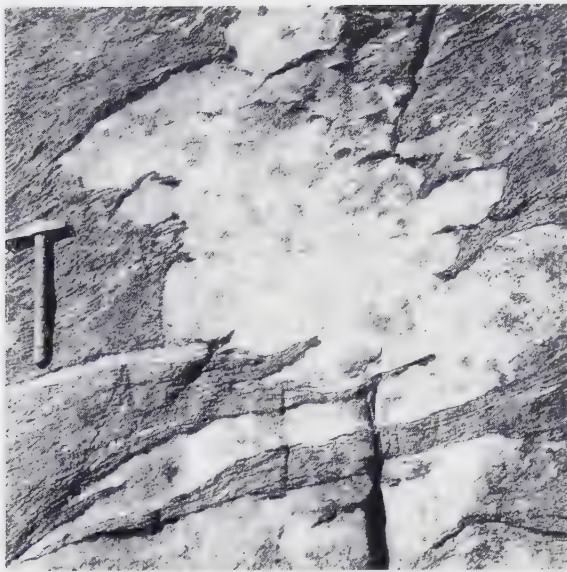


Fig. 35: Aplit (RH 2188, 2189) «intrudiert» mittelkörnig-flaserigen (Muskowit-)Biotitgneiss (RH 2190). Text S. 39. W von A. del Notaro (739.90/122.83). Hammer 35 cm.

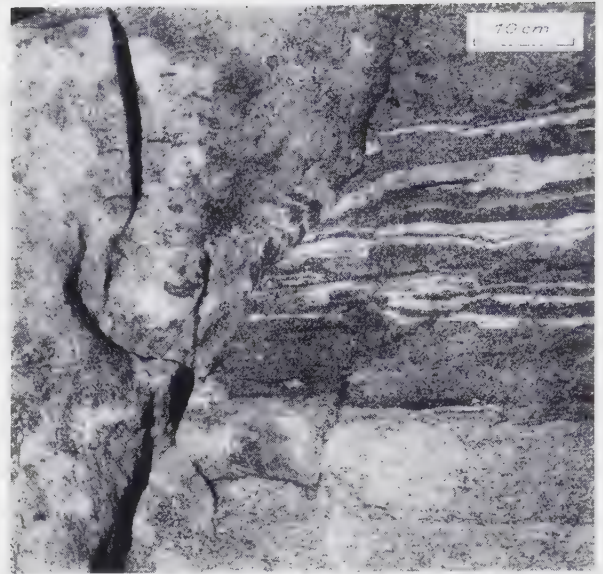


Fig. 36: Bändergneiss (RH 262) wird von granitischem Leukosom (RH 261) durchdrungen. Nebulitische Strukturen parallel zum Nebengestein. Text S. 39. Gipfel des P. di Crescim (739.65/125.50).



Fig. 37: Nach B_1 verfalteter Aplitgang im mittelkörnigen Biotitgneiss. Text S. 42. SW der A. del Notaro (740.08/122.75). Messer 9 cm.



Fig. 38: Intrusive granitoide Mobilisate auf Achsenebenen von B_1 -Falten. Block, Passo della Porta (742.15/123.53). Hammer 42 cm.

Reine Verdrängung («replacement») durch eine intergranulare H_2O - und K-reiche Phase unter Erhaltung des grobflaserigen Biotitgefüges könnte für Fig. 37 verantwortlich sein, wobei der metasomatische Stofftransport wohl einer Vorzeichnung (Kluft?) gefolgt wäre. Die Faltung um B_1 kann vorher, gleichzeitig oder nachher erfolgt sein.

Vergleich der Lage von Nebengesteinsstrukturen (Stoffbänderung, Einschlüsse) auf beiden Seiten von diskordanten Leukosomaden können prinzipiell die Unterscheidung von «dilatation» und «replacement» ermöglichen (GOODSPEED 1940, E. NIGGLI, 1953). Im Untersuchungsgebiet verhinderten nur zweidimensionale Aufschlüsse stets eine sichere Entscheidung (vgl. aber S. 44).

2.1.6.4. Alter der Migmatite

BLATTNER (1965), dessen sorgfältiger Beobachtung und Diskussion ich nichts Grundsätzliches beizufügen habe, stellt die extremen Möglichkeiten folgendermassen dar (S. 1015/1016): Entweder «können die in Schnitten schief zu B_1 zutage tretenden Diskordanzen zwischen Gneissen als voralpinen Ursprungs, beispielsweise als Überreste von Transgressions- oder Intrusivkontakten, gelten. Die Kontaktflächen wären alpin lediglich transponiert worden». Diese Ansicht vertritt MILNES (1969a, S. 108). Oder es kann sein, «dass sich im heutigen Strukturbild und in der Gesteinsgliederung nur noch die Verformungsbedingungen selber widerspiegeln, gleichviel ob die Stoffbestände als solche Relikte oder alpin-synkinematisch differenziertes oder intrudiertes Material darstellen». Meine Feldbeobachtungen erlaubten in den meisten Fällen keine Entscheidung.

Granitoide Mobilisate auf Scherflächen parallel zu B_1 -Achsenebenen zeigen mit Sicherheit, dass die Migmatitgefüge mindestens teilweise alpinen Alters sind (z. B. Fig. 20, 38)

Verfolgt man die Gesteine im Liegenden der Misoxer Zone von der Moesa gegen N ins Gebiet zwischen Olivone und Vals, fehlen eigentliche Migmatite bis auf lokale Ausnahmen (z. B. MÜLLER 1958, Tafel 2). Für diesen Teil der Adula-Einheit ist die regelmässige, konkordante Stoffbänderung, wie sie auch in der Val Gamba und der Valle Pesciadello noch auftritt, sehr charakteristisch. Es ist zwar möglich, dass im N herzynische Granitintrusionen vorliegen (z. B. Zervreiler Lakkolith), die aber bis auf wenige diskordante dm-, m-Aplitgänge durch die alpine Verformung konkordant eingeschichtet worden sind (EGLI 1966).

Das Auftreten von Migmatiten im südlichen Misox und Calanca (vgl. E. WENK 1970b, Abb. 7) fällt etwa zusammen mit den N-Grenzen der Verbreitungsgebiete von Sillimanit (vgl. S. 63), basischem Plagioklas (An 85) mit Calcit (vgl. S. 80) und Diopsid-Calcit (vgl. S. 80), die quer zum stofflichen Lagenbau verlaufen. Es erscheint als unwahrscheinlich, ist jedoch nicht auszuschliessen, dass dieses Gebiet höchstgradiger alpiner Metamorphose auch gerade mit einer voralpinen Migmatitzone zusammenfällt.

Bei den Migmatiten im Bereich des Novate-Granits wird ein alpines Alter der Durchdringungsgefüge bisher nicht bezweifelt (E. WENK 1956, PICCOLI 1962; JÄGER, NIGGLI & WENK 1967, S. 42). Der Novate-Granit selber hat alpine Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter geliefert (JÄGER 1970, S. 171, GULSON 1971). Petrographisch ist er manchen Zweiglimmergneissen der Valle Bodengo sehr ähnlich (Fig. 24).

JÄGER (in BLATTNER 1965, S. 1065) hat von einer Garzelli-Gneissprobe (PB 6, Fig. 24) ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 315 Mio. Jahren erhalten. Der Garzelli-Gneissdom liegt im Kern eines der Cressim-Antiform nördlich parallel laufenden, lokalen Teilgewölbes, und sein Kontakt mit den hangenden Schiefer und Gneissen ist stets konkordant und scharf (BLATTNER 1965, S. 1043). Der 315-Mio.-Jahre-Alterswert könnte darauf hindeuten, dass Granitoide des Novate-Typus schon in präalpinen Zeit als geochemisch geschlossene Einheiten gebildet wurden, doch sind ohne zusätzliche Daten keine weiteren Aussagen möglich¹.

2.1.7. Pegmatite

Die beobachteten Pegmatitgänge sind von der Verformung zum grössten Teil nicht mehr betroffen: Meist plattenförmige Körper von cm-, dm-, seltener m-Dicke mit stets scharfen Kontakten durchbrechen die Schieferung, mesoskopische Falten und migmatitische Gesteinsverbände mehr oder weniger geradlinig (Fig. 27, 39). Weniger häufig sind konkordante Lagen und unregelmässig begrenzte Körper. Benachbarte Gänge sind oft netzartig verbunden (Fig. 39). Ab und zu beobachtet man peg-

¹ Seit dem Abschluss der vorliegenden Arbeit wurden eine grössere Anzahl von Rb/Sr-Isotopenanalysen an Gesamtgesteinsproben durchgeführt. Die Isochronenalter für den Soè-Granitgneiss, den Garzelli-Granitgneiss und die intrusiven Phasen der Migmatite sind herzynisch. Alpine Mobilisate im Kleinbereich sind jedoch nicht auszuschliessen und auf Grund der strukturellen Beobachtungen sehr wahrscheinlich (HÄNNY, GRAUERT & HARNIK, in Vorbereitung).

matoide Linsen (cm, dm) auf diskordanten Klüften in sonst monoschematischem Gneiss (s. 2.1.8.). Die räumliche Lage der Pegmatitgänge ist mindestens zum Teil durch erkennbare Kluftsysteme bedingt und wird in 3.2.5. besprochen.

Mineralbestand

Kalifeldspat: Meist undulös, z.T. stellenweise gegittert und perthitisch (Spindel- und Fleckenform). Chemismus und röntgenographische Daten zweier Proben (Tab. 1) sind ähnlich wie bei den Kalifeldspat-Grosskristallen der Augengneisse.

Plagioklas: Häufig dichtes System von Albitlamellen, oft Myrmekit. An-Gehalt RH 417: 19, 23; RH 2171: 23, 24. BLATTNER (1965, S. 1029) gibt «meist Albit» an, BRUGGMANN (1965, S. 133) An ca. 20.

Quarz: Undulös.

Biotit: Stets vorhanden. n_z s. 2.1.9.

Muskowit: Nur z.T. vorhanden.

Untergeordnet und nur teilweise vorhanden sind: Schwarzer Turmalin (gelegentlich in strahligen cm-Aggregaten, «Sonnen»), Granat (fast stets rundlich, fein- bis mittelkörnig, ab und zu schlierenartig angereichert), Apatit, Erz. Trüber Beryll wurde nur einmal gefunden (Brücke N von Valscura, RH 3006a), ebenso Molybdänglanz (grosser Pegmatitgang im Bachaufschluss W von Bodengo, RH 808).

Das Korngefüge ist massig, grobkörnig-gleichkörnig bis sehr ungleichkörnig, indem cm-grosse Feldspäte und Glimmer in einer kleinkörnigen (Glimmer-)Quarz-Feldspat-Matrix schwimmen oder grobe und feine Partien unregelmässig miteinander abwechseln. Recht häufig laufen grobe, pegmatitische Lagen dem Kontakt entlang, während das Zentrum – mit geradliniger Begrenzung auf beiden Seiten – durch kleinkörniges, aplitisches Material gebildet wird. Zusätzlich kann noch ein zentrales Pegmatitband auftreten. Der umgekehrte Fall, aplitische Randpartien und pegmatitisches Zentrum, ist seltener.

Gelegentlich findet man randlich grobe Biotite in senkrechter Stellung zum Kontakt, unabhängig von der Lage des Ganges zu den S-Flächen. Fortsetzung von Nebengesteinsstrukturen in einen Pegmatitgang hinein wurde nie beobachtet, doch sind vor allem in konkordanten Gängen manchmal Lagen des Nachbarmaterials septenartig eingeschlossen, ohne Anzeichen einer Rotation (z.B. Bachaufschluss W von Bodengo). Die beiden Begrenzungsflächen eines Ganges laufen häufig auch dann parallel, wenn sie im Detail unregelmässig-eckig oder -buchtig geformt sind, lassen sich also gedanklich in der Beobachtungsfläche zusammenfügen (Fig. 40, oben rechts). Ebenso lassen sich hie und da von Pegmatiten verschiedener Richtung zerlegte Gesteinspartien nach der Art eines Zusammenspiels zusammenschliessen (Fig. 40). Die Platznahme der pegmatitischen Phase erfolgte hier offenbar durch Dilatation (E. NIGGLI 1953).

Nach BLATTNER (1965, S. 1006) führt der m-mächtige Pegmatitgang in der Boggia westlich von Bodengo sauren Plagioklas, darin eingeschlossener Amphibolit aber Plagioklas mit An ca. 60. Analysen von Scheibchen eines Zweiglimmerschiefers, die in 3, 10 und 30 mm Abstand von einem Pegmatitkontakt herausgesägt wurden, liessen «keine Änderung der Spurengehalte erkennen». Das spricht gegen eine Migration von Stoffen zwischen Pegmatit und Nebengestein, z.B. Lateralsekretion, was auch dem Eindruck im Feld entspricht. Exsudativ-anatektische Genese, wie sie STERN (1966) auf Grund der chemischen Verwandtschaft von Glimmern in Pegmatit und Nebengestein des gleichen Aufschlusses annimmt, kann für die hier beschriebenen Pegmatite ausgeschlossen werden. Dass die pegmatitischen Mobilisate durch anatektische Vorgänge in tieferem Niveau gebildet wurden, ist jedoch anzunehmen (vgl. auch BRUGGMANN 1965, S. 133–135).

Selten sind Pegmatitkörper von der Deformation erfasst worden, sind also (in bezug auf die Verformung) älter als die eben beschriebenen. SW der Cappella S. Antonio und SW der Brücke von Pra Pincè sind Pegmatitplatten als relativ starre Körper in biotitreichem Gneiss gefaltet und zerrissen worden.

SW der Forcellina di Strem durchschlagen Pegmatitgänge (dm-mächtig) dunkle Bändergneisse, die von aplitoidem Leukosom durchdrungen und zusammen mit diesem intensiv verfault sind. Die Gänge verlaufen auch in diskordanten Partien z.T. in dm-Wellungen, deren Faltenachse mit der des Nebengesteins (B_1) übereinstimmt. Offenbar war hier die Bewegung bei der Pegmatitintrusion noch nicht ganz abgeschlossen.

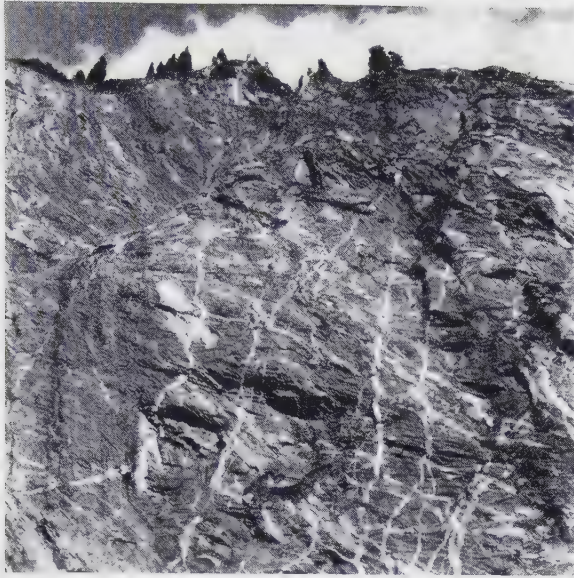


Fig. 39: B-migmatitische, verfaltete Bändergneisse werden von Pegmatitschwarm durchschlagen. Felswand W von Corte Terza (741.85/125.90).



Fig. 40: Pegmatitgänge im Augengneiss. Dilatation. Text S. 44. Boggia NW von Valscura (745.16/126.00). Hammer 35 cm.

Diskordante Pegmatitgänge in gefalteten, schiefrigen Bändergneissen folgen hie und da lokal einer S-Fläche, auch wenn diese umbiegt. Gerade östlich der Brücke von Pra Pincè ist ein solcher cm-Pegmatit im Scheitel einer Falte durch späte Beanspruchung zerbrochen.

Verbreitung

Die pegmatitreiche Zone des Lepontins zwischen der Valle Antigorio und dem Bergell (vgl. STERN 1966, S. 141), die ungefähr mit dem Gebiet höchstgradiger alpiner Metamorphose zusammenfällt, ist im Untersuchungsgebiet gegen N durch die Linie Torre di Signame–Barzena–Alpe Valle di sotto–P. di Settaggio begrenzt, die sich nach W gegen Sass Castell–Val della Molera fortsetzt. Im E treten undeformierte Pegmatitgänge auf im Tambo-Kristallin am Hügel von S. Caterina und NW von Mese (WEBER, 1966, S. 158) sowie in den Ophiolithen und den Gneissen des P. di Prata bei Chiavenna und Prata–Camportaccio (FERRINI 1964). Offenbar fehlen Pegmatite zwischen der Boggia und Mese, und es ist nicht klar, ob die Vorkommen zusammengehören. «Mica palmé», wie er für die Prata-Pegmatite typisch ist, wurde im W des Meratales nicht gefunden.

K/Ar-Alter von Muskowiten (Mese, S. Caterina; HANSON, EL TAHLAWI & WEBER 1967) liegen zwischen 25 und 27 Mio. Jahre. Rb/Sr-Analysen von Pegmatit-Muskowiten von Novate ergeben 22 Mio. Jahre. (JÄGER, NIGGLI & WENK 1967). Es ist noch nicht zu entscheiden, ob es sich dabei um Abkühlungs- oder Intrusionsalter handelt.

Die Pegmatite sind im Arbeitsgebiet verbreitet; besonders schöne Aufschlüsse liegen im Bachbett zwischen Pra Pincè und Capp. S. Antonio (Fig. 40), NW von Corte Terza (Fig. 39) und in der S-Wand des Sasso Bodengo* (vgl. S. 10). Auffallend pegmatitarm ist das Gebiet P. di Cressim–P. di Sambrocc–A. Cortesella, auch die östliche Talwand zwischen Corte Seconda und P. 1228.

2.1.8. Quarzknauer

Quarzknauer (dm, m) kommen im ganzen Gebiet vor. Sie liegen meist in der Schieferung und können mit dieser verfaltet sein. Manchmal sind sie von grobblättrigem Biotit umhüllt; Disthen wurde nur selten (RH 467, 6006), Andalusit nie gefunden. Die Knauer sind durch metamorphe Differentiation (Lateralsekretion) entstanden (vgl. KELLER 1968, S. 41–50).

Tabelle 2: Brechungsindizes $n_z \approx n_y$ von Biotiten der Valle Bodengo angeordnet von NNE (oben) nach SSW (unten)

	Leukokrate mittelkörnige Gneisse + Kalifeldspat-Augengneisse		Leukosom der Migmatite		Pegmatitgänge		Mesokrate Gneisse	
	Nr. RH		Nr. RH		Nr. RH		Nr. RH	
N Valli Pilotera- Piodella (Talbach)	6000 6026 6200 6193 6254 504	1,651 1,644 1,647 1,650 1,647 1,645						
N Valle Bodengo (Boggia)-Forc. di Strem	383 449 3045 427	1,657 1,648 1,649 1,647			306	1,648	383	1,652
N Corte Seconda	293 116 135 263	1,651 1,635 1,651 1,649	294 2024 2213 2030 170	1,649 1,646 1,652 1,651 1,651	225	1,648	2012 262	1,648 1,640
S Corte Seconda	2141 179 1018 2190 58 17	1,649 1,659 1,649 1,651 1,652 1,649	2133 192 2188	1,634 1,651 1,648			59	1,643
Garzelli- Granit- gneiss			774	1,654				

Manche linsigen Quarzkörper durchschneiden die S-Flächen. Ihre Raumlage ist durch Klüfte, selten durch die Achsenebenen von mesoskopischen Falten (S. 90) bestimmt; häufiger ist keine Gesetzmässigkeit erkennbar (s. Tafel IV).

2.1.9. Zusammensetzung der Biotite (vgl. 2.7.)

Zur Abschätzung der Biotitzusammensetzung wurde an 35 Proben der Brechungsindex $n_z (\cong n_y)$, stets einachsige Konoskopbilder) gemessen (Tab.2). Die Biotite wurden vom Handstück direkt auf Objektträger geschabt. Mischungen von Chinolin, α -Monobromnaphtalin und Methylenjodid wurden als Immersionsflüssigkeiten verwendet und ihre Brechungsindizes auf einem Zeiss-Abbé-Refraktometer bestimmt. Bei der Beobachtung der Beckeschen Linie – mit Na_D -Licht – erwies es sich

als wichtig, nur durchsichtige, jedoch noch deutlich gefärbte Plättchen mit sauberem, scharfem Rand zu verwenden. Der Fehler der n_z -Werte dürfte kleiner sein als 0,003.

Die 35 gemessenen Werte liegen zwischen 1,634 und 1,659 mit einem Mittel von 1,648 ($\sigma = 0,005$). Die Variation ist also nur gering und eine Abhängigkeit von der Mineralzusammensetzung der Proben oder ihrer räumlichen Lage im Untersuchungsgebiet nicht zu erkennen.

Der genaue Zusammenhang zwischen optischen Eigenschaften und Chemismus ist für natürliche Biotite noch nicht bekannt. Immerhin ist eine Abschätzung des Fe/Mg-Verhältnisses möglich. Nach WONES (1963) – der synthetische Biotite der Annit–Phlogopit-Reihe untersucht hat – entspricht $n_z = 1,648$ einem Fe/Fe + Mg-Wert zwischen 0,52 und 0,57, je nach der Sauerstoff-Fugazität bei der Mineralbildung. Nach den Daten von WENK, SCHWANDER, HUNZIKER & STERN (1963) von Tessiner Biotiten wäre eher der zweite oder ein noch etwas höherer Wert (bis 0,61) zu erwarten. Für die Extremwerte wären nach WONES Annit-Anteile von minimal 0,42 (für 1,634) bzw. maximal 0,67 (für 1,659) anzunehmen.

20 Proben von leukokraten, mittelkörnigen Gneissen der Valle Bodengo enthalten Biotite mit n_z zwischen 1,635 und 1,659 ($\bar{n}_z = 1,649$, $\sigma = 0,005$). Die entsprechenden Werte für 9 «Kerngneisse» (Verzasca, Antigorio, Adula, Cocco, Verampio) von WENK u.a.: 1,638–1,656, $\bar{n}_z = 1,645$, $\sigma = 0,005$.

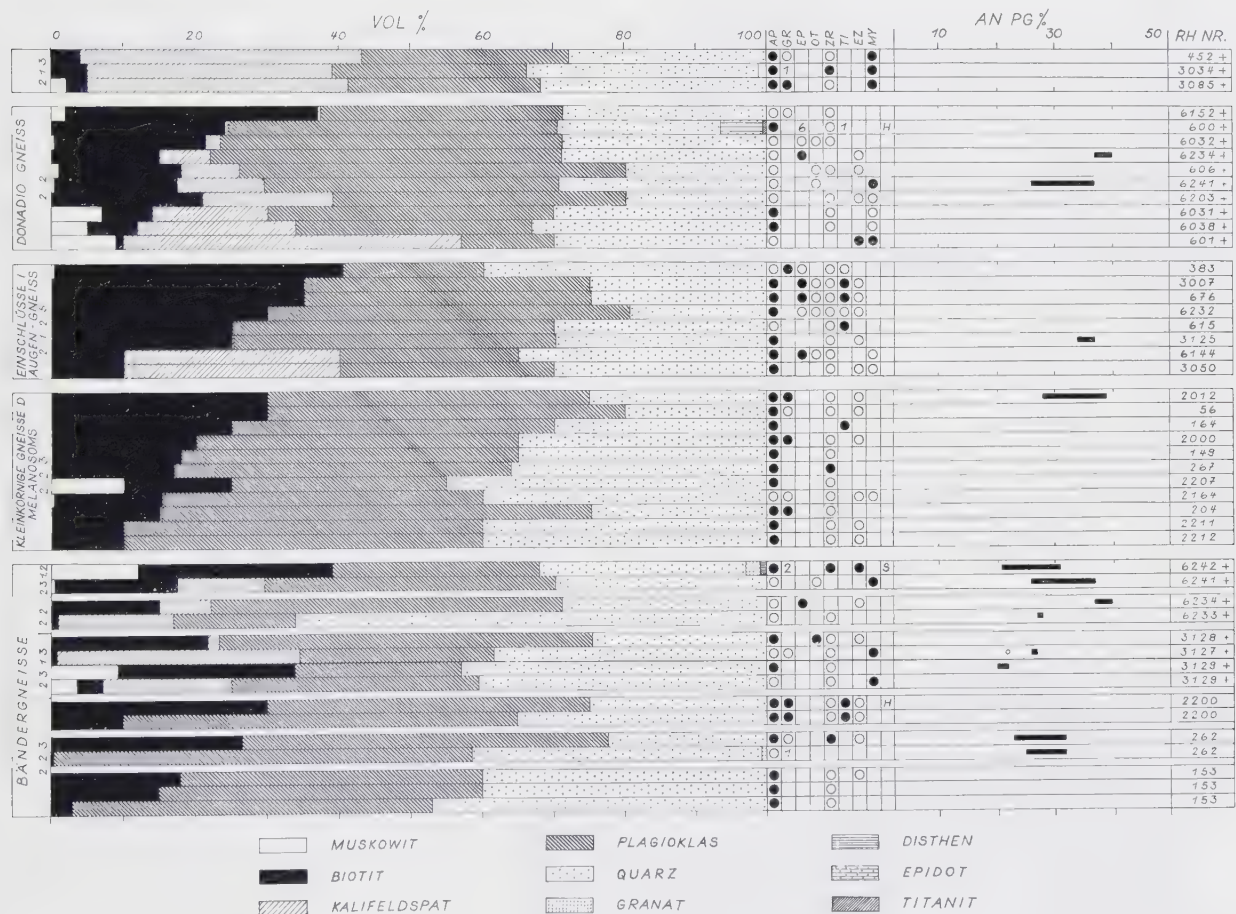


Fig. 41: Modalzusammensetzung verschiedener Gesteine.

AP = Apatit; GR = Granat; EP = Epidot-Klinozoisit; OT = Orthit; ZR = Zirkon, Monazit; TI = Titanit; EZ = Erz; MY = Myrmekit; H = Hornblende; S = Staurolith.

• = < 1%, Auftreten verbreitet ○ = < 1%, Auftreten sporadisch ◊ = Kern in Plagioklas-Korn

RH Nr. mit + = Modalanalyse, übrige geschätzt.

Die Einteilung entspricht den Textabschnitten (2.1.3. = feinkörnige, granitoide Gneisse von Bodengo-Piodella).

Die 4 Messwerte aus mesokraten Gneissen lassen keinen signifikanten Unterschied zu den leukokraten Gneissen erkennen. Nach WENK et al. (1963) sind die Biotite in den Schiefer- und Gneisschülden im Mittel deutlich Mg-reicher als in den Kerngneissen, allerdings mit starker Überlappung der Felder, was auf «weitgehende Homogenisierung im Verlaufe der alpidischen Kristallisation» (S. 450) zurückgeführt wird.

Auffallend Fe-reich sind nach WENK et al. (1963) Biotite von diskordanten Pegmatitgängen bei relativ kleinem n_z . Die beiden Pegmatit-Biotite der Tabelle 2 könnten nach diesen Vergleichsdaten ein Fe/Fe + Mg-Verhältnis bis 0,74 erreichen, obwohl ihre Brechungsindizes genau dem Mittelwert entsprechen. Die Analysen von STERN (1966) bestätigen den besonders hohen Fe-Gehalt der Biotite in den Tessiner Pegmatiten gegenüber dem Nebengestein nicht.

Die Fe/Fe + Mg-Werte von Biotiten aus 18 Amphibolitproben (2.4.11.) liegen zwischen 0,29 und 0,51 ($\bar{x} = 0,44$, $\sigma = 0,05$). Die Biotite in den hornblendereichen Gesteinen sind also deutlich Mg-reicher als in den hornblendefreien Gneissen.

2.2. Donadio-Gneisse

Mittelgraue, kleinkörnige, plattige Gneisse treten im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes häufig auf:

- Bis mehrere 100 m mächtige, einheitliche Bänder parallel zum regionalen S (vgl. Tafel 1).
- Wechsellagernd im dm-, m- und 10-m-Bereich mit Kalifeldspat-Augengneissen (Signatur auf Tafel 1).
- Cm- bis m-mächtige Lagen als Komponenten der Bändergneisse, besonders in der oberen Valle Pesciadello. Farbton heller als Glimmerschiefer, dunkler als die granitoiden Gneisse 2.1.

Der Kürze halber wird in dieser Arbeit für diesen charakteristischen Gneisstyp der Lokalname *Donadio-Gneiss* verwendet nach den typischen und leicht zugänglichen Aufschlüssen bei der Cappella S. Donadio am Weg Gordona–Orlo (747. 91/126. 75).

WEBER (1966, S. 30–32) beschreibt die Gesteine als «feinkörnige Biotit-Kalifeldspatgneisse, z. T. mit Muskowit», scheidet sie aber auf seiner Karte nicht aus.

Weiter westlich wurden ähnliche Gneisse an mehreren Stellen gefunden, z. B. am N-Hang der Val di Montogn (kleiner Steinbruch am Talweg, gegenüber der Mündung der Val Darbola) und in den Steinbrüchen von Arvigo (Val Calanca).



Fig. 42: Donadio-Gneiss (2.2.).
Photo M. Zuber.

Mesoskopische Beobachtungen

Das Gefüge ist meist planar und monoschematisch bis feinlagig ausgebildet (dunkle Lagen der Fig.43; Fig.42). Oft aber ist die flächige Textur durch hellere cm-, dm- und m-Lagen verschiedener Grautöne betont, manchmal treten eigentliche Bändergneisse auf (Fig.43). Die Lagen sind konkordant und geradlinig begrenzt, die Kontakte häufig scharf. Dm- und cm-Falten mit *S*-paralleler Achsenebene und einem Öffnungswinkel von etwa 30° und kleiner, meist isoklinal (Fig. 56/3), trifft man ab und zu an; manchmal sind einzelne spitze Scharniere völlig isoliert (Fig. 56/4). Auch diskordante Aplite zeigen Bewegungen parallel zu den *S*-Flächen an (Fig. 33).



Fig.43: Gebänderter Donadio-Gneiss, chloritisiert entlang den Klüften. Bachrinne SSE von A. Vesena* (vgl. S. 11, 744.34/129.40). Hammer 35 cm.

Neben dieser regelmässigen Bänderung findet man oft unregelmässig-linsige, hololeukokrate mm-Lagen, z. T. mit randlichen Biotitsäumen (S.33). Lokal erscheinen bis 2 cm lange Kalifeldspat-Augen, hier nie mit idiomorphen Umrissen. Häufiger sind helle, 1–2 mm grosse Knötlein von Quarz und Feldspat.

Biotit-Plagioklasgneisse überwiegen, Muskowit und Kalifeldspat erscheinen besonders in helleren Lagen. Manchmal bewirkt von Klüften ausgehende Chloritisierung (Fig.43) einen leichten Grünton.

Mikroskopische Beobachtungen

Modalbestand s. Fig.41. Dünnschliffbild bei WEBER (1966, S.31).

Quarz. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 1,6 mm. Meist in lagig-linsigen mm-Aggregaten mit – oft puzzleartig – verzahnten Korngrenzen. Einzelkörner lepidoblastisch gelängt, mit scharf begrenzten Auslöschungstreifen parallel *Z'*; kontinuierlich-undulöse Auslöschung ist weniger häufig.

Plagioklas. Korngrösse 0,1–1,1 mm. Isometrische bis leicht längliche, einfache Umrisse, gegen Quarz meist konkav. In wechselnder Intensität von tropfenartigem Quarz durchsetzt, oft auch von unregelmässig begrenzten Kalifeldspatfeldern («Antiperthit»). Zwillingslamellen selten schwach gebogen. Schwach zonare bis fleckige Auslöschung verbreitet. An-Gehalte s. Fig.41. Z. T. Myrmekit am Kontakt zu Kalifeldspat.

Kalifeldspat. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 1,6 mm. Zwickelfüllend zwischen den übrigen Gemengteilen, bei grösserem Anteil netzartig zusammenhängendes Aggregat. Auslöschung fleckig bis undulös-grobgittrig; scharfe Gitterung sowie Filmperthit nur lokal.

Biotit. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 1,0 mm. Isolierte Plättchen bis zeilenförmige Flasern (mm); einzelne querstehende Plättchen häufig. (001) nur teilweise idiomorph, Fetzenformen häufig. Absorptionsfarbe parallel *Z'* «moderate brown» bis «yellowish brown» (6–10 YR), relativ dunkel. Umwandlung in Chlorit häufig (S. 12).

Muskowit. Korngrösse: 0,1–1,0 mm. (001) häufiger idiomorph als beim Biotit. Oft verwachsen mit Biotit.

Epidot-Klinozoisit. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 0,9 mm. Isometrisch bis leicht länglich. Gelber Pleochroismus im Zentrum manchmal stärker. Hie und da farbloser Rand um Orthitkern. Bei RH 6076 bestehen einzelne, mm-breite Lagen vorwiegend aus Epidot-Mosaik (Korngrösse bis 1,9 mm).

Titantit. Korngrösse: sehr feinkörnig, seltener bis 0,4 mm. «Insekteneier»-Zeilen, häufig in der Nähe des Biotits.

Übrige Gemengteile. Apatit, Erz, Zirkon; sporadisch Hornblende.

2.3. Mesokrate und melanokrate Gneisse

2.3.1. Schieferige Zonen

2.3.1.1. Soazza-Zone

Die Soazza-Zone (s. S. 12) zieht von der Typuslokalität in der Valle Mesolcina in die unterste Val della Forcola und lässt sich in der Karte von BELLIN (1929, S. 18) durch die NE-Flanke der Val Montogn zum Grenzkamm gegen Italien – ENE des P. Padion – verfolgen. Sie bildet als weit sichtbares, schiefbrig-braun anwitterndes Band den unteren Teil der S-Wand des P. della Forcola, quert seinen SE-Grat nordwestlich von P. 2347 (Fig. 44) und touchiert den Grat nochmals weiter südöstlich bei P. 2061. In der Valle della Forcola verschwindet sie nach WEBER (1966) östlich des Talbaches (Crezza) unter Moränenbedeckung. Die Mächtigkeit beträgt ob A. Fugiana ca. 130 m; nach WEBER bei Soazza mindestens 300 m, südlich von A. Forcola noch 50–60 m.

Granatglimmerschiefer, oft mit Disthen und/oder Staurolith, wiegen vor. Im Handstück sind sie homogen-schiefrig, manchmal ist auf den glänzenden S-Flächen eine feine Lineation (Formregelung der Glimmer; L_1) zu erkennen, selten auch eine ungefähr senkrecht dazu verlaufende, mm-, cm-Wellung (B_2 ; s. S. 89). Die Granate können mehrere mm gross werden und sind häufig in Lagen (dm) angereichert, während in anderen Partien makroskopisch keine Granate erkennbar sind. Helle dm-, m-Bänke von feinkörnigen, lagigen, z. T. quarzitischen Biotit- und Zweiglimmergneissen treten auf, besonders ausgeprägt in der Mitte der Soazza-Zone (Wandfuss S des Forcola-Gipfels). Unregelmässige, leukokrate Lagen und Linsen geben den Gesteinen den Aspekt von «Veniten». In den Schiefern ist das helle Material vor allem grobkörniger Quarz, in den gneissigen Partien kommt Feldspat dazu.

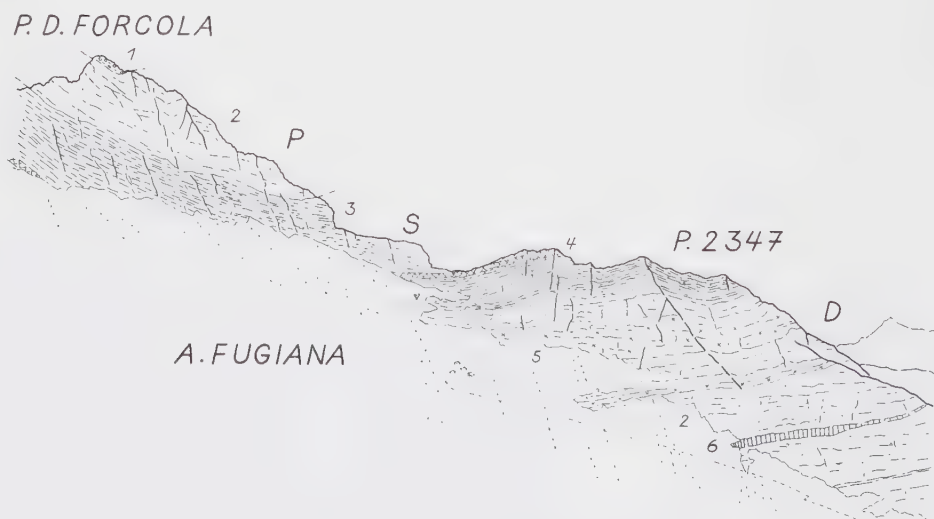


Fig. 44: SE-Grat des Pizzo della Forcola (2674 m).

P = Palignera-Zone

S = Soazza-Zone

D = Dosso-Mottone-Zone

1 = Augengneisse des Forcola-Gipfels

2 = Donadio-Gneisse

3 = Glimmerschiefer

4 = Karbonathaltige Schiefer und Gneisse

5 = Augengneisse

6 = Amphibolit

Amphibolite sind spärlich vorhanden (cm-, dm-Lagen und -Linsen). Im unteren Teil der Soazza-Zone treten calcithaltige cm- und dm-mächtige Gneiss- und Schieferlagen auf, die im Aufschluss oft nur wenig durch die Anwitterung auffallen. Dass sie hier auf ein schmales Band beschränkt auftreten, das sich im Streichen im untersuchten Gebiet über mehr als 2 km verfolgen lässt, macht einen sedimentären Verband mit den Gneissen und Glimmerschiefern wahrscheinlich. Mikroskopische Beschreibung bei WEBER (1966, S. 41–44).

Es ist möglich, dass die Soazza-Zone im W mit dem schmalen «Marmorzug von Calvarese» (A. di Calvarese, E von Augio, Val Calanca) zusammenhängt, den KÜNDIG (1926) als tiefgreifendes mesozoisches Muldenelement betrachtet, das die oberen Teildecken der Adula-Decke von den tieferen «Grovenodecken» trennt. KÜNDIG (1926, S. 8) verfolgt den Marmorzug auf der E-Flanke der Val Calanca bis zum Grat gegen die Valle Mesolcina und sieht die Fortsetzung – mangels Karbonatvorkommen – in einer Zone von Glimmerschiefern, Muskowitgneissen und Amphiboliten, die gegen Soazza hinunter zieht –, was auch CODONI (1966) bestätigt. Im tektonischen Kärtchen der Tafel I ist der «Calvarese-Zug» als gestrichelte Linie eingezeichnet.

Für ein mesozoisches Alter der karbonatischen Lagen der Soazza-Zone gibt es keine direkten Anhaltspunkte; der Gesteinsverband macht eine solche Hypothese unwahrscheinlich.

2.3.1.2. Schiefrige Bändergneisse zwischen A. Ala und Avert di mezzo

Im westlichen Teil des Karbodens der Valle Pesciadello ist eine intensive Wechsellagerung im cm- bis m-, seltener 10-m-Bereich zu beobachten:

- *Glimmerschiefer*, häufig mit Granat (bis 1 cm gross, oft lagenweise konzentriert) und Disthen (bis 1 cm grosse Leisten, oft auf S-Flächen angehäuft, linear unregelmäßig). Hie und da faustgrosse Knollen von grobkörnigem Quarz und Disthen (2.1.8.), seltener Turmalin (z. B. RH 6078: garbenförmiges Aggregat von cm-Nadeln in konkordanter Quarzlinse). Quarzlinsen bis 2×16 m. Selten isoklinale dm-Spitzfalten.
- Kleinkörnige, oft etwas lagige *Biotit-* und *Zweiglimmergneisse* des Donadio-Typs (2.2.).
- *Amphibolite* (untergeordnet): meist klein-, selten grobkörnig; häufig linsenförmig (Boudins).

Vom N-Teil dieser Zone zieht ein schmales Glimmerschieferband über A. Pregassone und A. Cima nach ESE in die Valle della Forcola, wo es von WEBER (1966) nicht ausgeschieden wird (schlechte Aufschlussverhältnisse). Im übrigen werden die schiefrigen Gesteine in der östlichen Valle Pesciadello seitlich von Donadio-Gneissen abgelöst.

Auf der Schweizer Seite des Grenzgrates folgen im Liegenden der Soazza-Zone nach BELLIN (1929, geol. Karte, Profile und S. 18) abwechselnd 100-m-Bänder von «Injektionsgneissen» und «Paragneissen und Schiefern», die er den von KÜNDIG (1926) als «Groveno-Decken» bezeichneten «Teildecken» und zugehörigen «Mulden» weiter im W gleichgestellt. Nach FRISCHKNECHT (1923, S. 88) entsprechen die Gesteine unter dem Calvarese-Zug dem einheitlichen Mittelschenkel der Adula-Deckfalte. Diesen Interpretationen der gebänderten Serie kann ich in Anbetracht der intensiven Wechsellagerung nicht folgen. Ich betrachte die Bändergneisse als metasedimentäre Wechsellagerung von Tonen und Arkosen.

Es scheint, dass sich die schiefrige Zone gegen W weiterverfolgen lässt über die hinteren Talabschnitte der Valli Gamba und Darbola zu deren gemeinsamer Mündung in die Valle Mesolcina und S um den P. di Groven herum nach Rossa in der Val Calanca (BELLIN 1929, KÜNDIG 1926, CODONI 1966 und eigene Beobachtungen).

2.3.1.3. Schiefrige Bändergneisse zwischen den Valli Piodella–Pilotera und der Valle Bodengo

Rostig anwitternde, schiefrige Zonen sind im Gelände innerhalb der helleren, massigen Gneisse gut abgrenzbar und z. T. als Leithorizonte über einige km weit verfolgbar:

A.-Motta-Zug (max. 200 m mächtig): Brugiada* (vgl. S. 10)–A. Motta–I Casoni*–unterster Pesciadellobach–N-Flanke der Valle Piodella. Keilt innerhalb von Augengneissen aus. Fortsetzung im S der Valle Bodengo unbekannt.

Il-Mottone-Zug (max. 100 m mächtig): Brugiada*–N-Flanke der Valle Bodengo. Keilt SW des Il Mottone aus; komplizierte Verfaltung und schollenartiger Verband mit den granitoiden Gneissen in der SSE-Wand des Gipfels. Fortsetzung im S der Valle Bodengo unbekannt.

Diese beiden Züge sind gut sichtbar in der Flanke S von A. Motta, wo sie durch ein Band von massigen Kalifeldspat-Augengneissen getrennt sind.

Lago di Piodella*: Wie auf S. 13 erwähnt, stossen SW von A. Piodella Augengneisse diskordant an dunkle, gebänderte Gneisse, die aber konkordant zum Hangenden und Liegenden sind. Sehr gute Aufschlüsse (Fig. 57). Fortsetzung im W (V. Gamba) unbekannt.

Bodengo-Zug (max. 300 m mächtig): Bodengo–Grat E des P. della Piazza–hinteres Piodella-Kar–P. di Piodella. Sehr gute Aufschlüsse bei Bodengo (Fig. 58, 59 und BLATTNER 1965, 2.2.) und im Piodella-Kar. Fortsetzung im W unbekannt, im SE durch Moränen und Gehängeschutt verdeckt.

Kleineres Vorkommen von Bändergneissen z. B. im Bett der Boggia zwischen Bodengo und Pra Prince (besonders 745.85/126.02).

Die wechsellagernden Gesteinstypen sind:

1. *Glimmerschiefer*, z. T. mit Granat, Staurolith, Disthen, Sillimanit (Tab. 3). Im Handstück meist rostig angewittert. Die leicht spaltenden S-Flächen sind mit mm-grossen Glimmerplättchen belegt; im Querbruch erscheint die Textur homogen-schiefrig bis flaserig-gewellt. In gneissigeren Typen bilden Quarz und Feldspat oft mm- und cm-Lagen und Linsen, die im *ac*-Schnitt manchmal diskordant und «ptygmatisch» verfaltet sind. Planare Gefügeregelung herrscht vor. Häufig tritt eine mm-Wellung auf (B_1), nur stellenweise auch eine ungefähr senkrecht dazu liegende cm-Wellung (B_2).
2. *Mesokrate*, *kleinkörnige Zweiglimmer- und Biotitgneisse*. Beispiele für den Mineralbestand: RH 3128, 3129 in Fig. 41. Dunklere Lagen in Fig. 58. Mikroskopisches Bild ähnlich 2.1.3., 2.3.2.
3. *Leukokrate*, *kleinkörnige, glimmerarme Gneisse*. Beispiele für den Mineralbestand: RH 3127, 3129 in Fig. 41. Helle Lagen in Fig. 58. Mikroskopisches Bild ähnlich 2.1.5.
4. *Grobkörniger Quarz* in Lagen mit «pinch-and-swell»-Struktur, Linsen und Knollen, die oft in Reihen angeordnet sind. Auch ophalmitische und pseudokonglomeratische Gefügebilder (Fig. 58). Manchmal diskordante Körper.
5. *Leukokrate*, *mittelkörnige Biotitgneisse*, z. T. *muskowitführend*. Entsprechen der Matrix der Kalifeldspat-Augengneisse (2.1.2.).
6. *Amphibolite*. Dm- bis über 10 m mächtige Lagen und Linsen. Die Boudins kommen zusammen mit boudinierten aplitoiden Lagen im gleichen Aufschluss vor (Fig. 58). Petrographische Beschreibung vgl. 2.4.

2.3.1.4. *Glimmerschiefer im Melanosom der Migmatite*

Die glimmerreichen Anteile der Migmatite ungefähr im S der Linie Bodengo–Forc. di Strem sind vorwiegend kleinkörnige Biotitgneisse (2.3.2.) und amphibolitische Gesteine. Eigentliche Schiefer sind selten und auf einzelne dm-Bänder beschränkt (z. B. RH 114, 14 in Tab. 3).

Tabelle 3: Mineralbestand von Glimmerschiefern mit Staurolith, Disthen, Sillimanit und Turmalin (geschätzt)

Handstück NH	Lokalität	Staurolith	Disthen	Sillimanit	Granat	Turmalin	Muskowit	Biotit	Plagioklas	Quarz
634	Grat P.d. Forcola P. Padion	v	vv		15		5	20	30	30
626	P.d. Forcola, SE-Grat		v		7		20	30	2	40
625	P.d. Forcola, SE-Grat		vv		2		12	12	35	35
6020	NW Avert di mezzo		vv				XX	XX	XX	XX
6006	WNW Avert di mezzo		vv				XX	XX	XX	XX
6009	WNW Avert di mezzo		3		vv		10	15	30	40
6249	WNW A. Pregassone					vv	XX	XX	XX	XX
6185	P.2061 NNE A. Pregassone		2		1		15	15	5	65
6078	WSW Avert di mezzo					X	XX	XX	XX	XX
6242	NW A. Ala	vv	vv	v	3		10	20	35	35
500	A. Valle di sotto		XX					XX	XX	
6180	Gandascia	1	3	v	2		v	30	35	30
442	Lago di Piodela*	v	1	v	vv		3	35	35	25
3108	Brugiada*, Block v. A. Motta		3	vv	1		10	15	25	45
2174	SSW Avert del Notaro			vv	vv	v	X	XX	XX	XX
114	Gipfel P. Cavregasco			vv	X		XX	XX	XX	XX
14	Ricovero Darengo			X		v	XX	X	XX	XX

XX – ca. 10% X – ca. 10% vv – ca. 1% v = sporadisch. Dazu meist Apatit, Zirkon-Monazit, Erz; z.T. Chlorit.

2.3.1.5. Mikroskopische Beschreibung der Glimmerschiefer (vgl. Tab. 3)

Gefüge

Schiefrig, im N (Valle Pesciadello) ausgeprägt lepidoblastisch und sehr ungleichkörnig. Besonders in der Soazza-Zone durchziehen oft Scherflächen das Gestein, die Winkel von 20–50° mit der Schieferung bilden. Glimmer werden flexurartig abgebogen, sogar verfaltet, zerrissen, die Bruchstücke ineinander verschachtelt; «kink bands» treten auf. Oft liegen um 0,05 mm dicke Lagen von sehr feinkörnig zerbrochenem Quarz und z.T. auch feinem opakem Material auf den Scherflächen. Diese Lagen biegen manchmal in S-parallele Position um. Die Gesteine sind in der nördlichen Valle Pesciadello postkristallin mechanisch stark beansprucht worden (vgl. 2.1.1.).

Gegen S wird das Gefüge gröber und gleichkörniger, Quarz und Feldspat sind zunehmend granoblastisch entwickelt.

Mineralbestand

Quarz: 25–55%; wie 2.1.2.3. und 2.1.4.2.

Plagioklas: 10–50%. Im N meist lepidoblastische Körner von 0,1–1,6 mm Durchmesser. Einzelne S-parallele Leisten von 2–3 mm Länge mit einfacher Längs-Zwillingsnaht wurden beobachtet, andere grössere Körner sind siebartig von tropfen- und amöbenförmigem Quarz, von Biotit und Granat durchsetzt, wobei oft Granat in den Poikiloblasten angehäuft erscheint (vgl. auch WEBER 1966, S. 37).

Im S wie 2.1.2.3. und 2.1.4.2.

Kalifeldspat: 0–7%; wie 2.1.2.3. und 2.1.4.2.

Biotit: 10–35%. Absorptionsfarbe parallel Z: im N meist «light brown» bis «moderate brown» (5 YR 4-5 4-6); im S meist «reddish brown» bis «moderate brown» (10 R 3-4 4-6 bis 5 YR 3-5 4-6).

Muskowit: 0–20%; wie 2.1.4.2.

Granat: 0–5%. Die Körner haben meist rundliche, seltener längliche Formen. Die Korngrösse (sehr feinkörnig – 6,0 mm) kann im gleichen Schliff stark variieren, oft lagenweise. Die Granate sind angereichert in den Biotitzügen. Manchmal treten

Schwärme von sehr feinkörnigen Granaten auf. Fast stets sind sehr feinkörniger Biotit, Quarz, auch Muskowit und Erz eingeschlossen – ohne erkennbare Regelung. Parallel angeordnete helizitische Einschlüsse wurden nicht beobachtet. Die Granate schneiden das Parallelgefüge der Matrix durch, nur grössere Individuen drängen Glimmerzüge und manchmal Quarzlagen beiseite.

Besonders in quarz-feldspatreichen Partien treten auch amöben-, skelett- und atollartige Formen auf, häufig mit Quarz verwachsen, der ziemlich grob (3,0 mm) werden kann. Neben Quarz finden sich auch Glimmer und seltener Plagioklas in solchen Granaten eingeschlossen. Ich betrachte die meisten dieser Formen als Wachstumsformen, was mit der Ansicht von WEBER (1966, S.37) übereinstimmt. Das Wachstum der Granate erfolgte möglicherweise auf Kosten von Plagioklas und Glimmer nach der Gleichung (CARMICHAEL 1969, S.262):



Ähnliche Beobachtungen beschreibt RAST (1965, S.85).

RAST (1965, S.93–96) kommt bei Atollgranaten von Schottland zum Schluss, dass es sich um partielle, pseudomorphe Verdrängung von zonar gebauten Granaten durch Wachstum von Quarz, Plagioklas und Biotit handelt, wobei das Wachstum von der Grenze zwischen zwei Zonen aus gegen das Kornzentrum zu erfolgte. ATHERTON & EDMUNDS (1966) finden mit der Elektronen-Mikrosonde allerdings keine Zonierung solcher Granate.

Disthen: 0–3 % (vgl. Tab.3). Kleinere Individuen weisen z.T. unregelmässig-isometrische Formen auf; bis 2 mm lange, S-parallele Leisten wiegen jedoch vor und sind fast immer skelettartig ausgebildet und von Matrixmineralien durchsetzt (Fig.45, 46). Idiomorphe Begrenzungsflächen sind selten. Die eingeschlossenen Mineralien sind hie und da parallel zum Gefüge der Matrix angeordnet. Undulöse Auslöschung und einfache Verzwillingung sind verbreitet.

Staurolith: 0–1 % (vgl. Tab.3). Ähnlich wie Disthen ausgebildet (Fig.45,46). Im S der Valli Piodella–Piloterä wurde kein Staurolith gefunden, auch BLATTNER (1965) erwähnt nichts.



Fig.45: Glimmerschiefer (RH 6242, s. Tab.3). Weiss = Quarz; weit schraffiert = Plagioklas; eng schraffiert = Biotit; eng gestrichelt = Muskowit; weit punktiert = Staurolith; schraffiert mit Querstrichen = Disthen; randlich punktiert = Granat; schwarz = Erz.

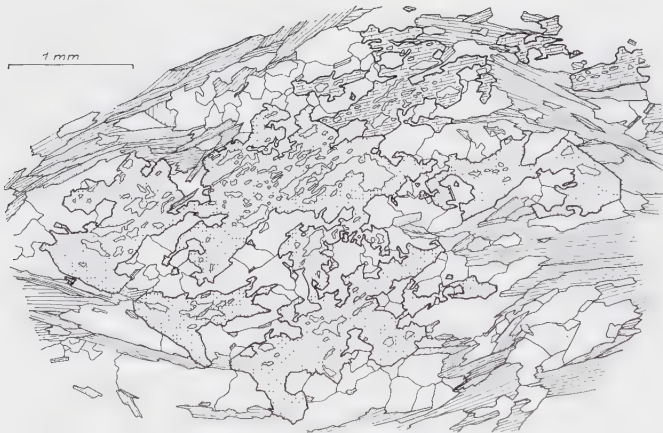
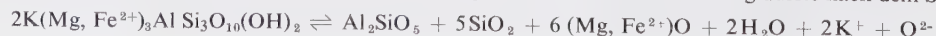


Fig.46: Skelettförmige Staurolith- und Disthen-Porphyroblasten in Glimmerschiefer (RH 442, s. Tab.3), nicht epitaktisch verwachsen. Signaturen wie Fig.45.

Sillimanit: < 1 % (vgl. Tab.3). Feinfaserige, oft garbenförmige Büschel (Fibrolith, bis 0,5 mm breit) gehen zum Teil in mehrere cm lange Zeilen über, die meist einer bestimmten S-Fläche folgen. Die feinen Nadeln zeigen manchmal Querrisse. In Schnitten senkrecht zur Faserrichtung erscheinen die Fibrolithbüschel als feines, körniges Aggregat. Mesoskopisch sichtbare Faserkie- sel wurden keine gefunden (vgl. aber BLATTNER 1965, S.1022).

Sillimanitnadeln sind manchmal in Muskowit eingeschlossen – parallel (001) des Glimmers orientiert. Die Beziehungen bei- der Mineralien sind unklar (CHINNER 1961, S.318), eine Bildung von Sillimanit auf Kosten des Muskowits ist höchstens lokal (s. S.31) denkbar. Der Metamorphosegrad liegt nach diesen Beobachtungen unterhalb der Grenze zur Sillimanit–Almandin–Ortho- klas-Subfazies im Sinne von WINKLER (1967, S.108), die durch das «völlige Verschwinden des Muskowits bei Anwesenheit von Quarz» gekennzeichnet ist. Häufig ist Sillimanit mit Biotit verwachsen – ebenfalls parallel (001) – und scheint diesen zu ersetzen, wobei feine Quarzlamellen und «korrodierte» Biotit-(selten Muskowit-)Relikte zwischen den Sillimanitfasern auftreten. Die Büschel fasern seitlich häufig in Quarz aus, ab und zu auch in Plagioklas. Die Sillimanitbildung dürfte nach dem Schema



erfolgen (vgl. WATSON 1949, S.161; TOZER 1955, S.161; PITCHER 1965, S.332). Teilweise ist sehr feines, opakes Material (Erz?) zu erkennen, welches das Fe enthalten könnte. K muss weggewandert sein; Kalifeldspat wurde nicht beobachtet – wie es oft der Fall ist (TOZER 1955, WATSON 1948); SHELLEY (1968) beschreibt Bildung von Kalifeldspat bei der Fibrolithisierung von Biotit.

Zufuhr von Al und Si aus granitoiden Mobilisaten nimmt WATSON (1948) an. CHINNER (1961, S.322) – der den Biotit nicht als Edukt bei der Sillimanitbildung betrachtet, sondern als besonders günstigen Ort der epitaktischen Keimbildung – nimmt als Al-Si-Quelle instabilen Disthen an. Nach CARMICHAEL (1969, Fig. 6) wären Biotit-Sillimanit-Quarz-Verwachsungen als Produkt einer Reaktion



zu erwarten, die durch gleichzeitige andere Reaktionen in benachbarten Bereichen – Distanz einige mm oder cm – des Gesteins balanciert würde:



Eine ähnliche Auffassung vertritt LOSERT (1968).

Eine direkte Umwandlung von Disthen zu Sillimanit wurde in den Gesteinen der Valle Bodengo nicht beobachtet, auch wenn die beiden Mineralien im gleichen Dünnschliff auftreten. Vielleicht kann man die Skelettformen des Disthens auf Auflösung zurückführen. Reaktionssäume – z. B. von Muskowit (CARMICHAEL 1969, S.252) – fehlen jedoch. Auffallend ist auch die gleichmässige Verwachsung des Disthens mit der granoblastischen Matrix (Fig.46), ähnlich wie bei den Staurolith- und Hornblende-Poikiloblasten (S.56/57, vgl. auch CARMICHAEL, Fig. 11). Eine Deutung als Reaktionsgefüge erscheint mir unwahrscheinlich.

Staurolith, Disthen und Sillimanit im regionalen Zusammenhang. E. NIGGLI & C. R. NIGGLI (1965) erwähnen östlich der mittleren Valle Mesolcina keinen alpin gebildeten Disthen. BRUGGMANN (1966, S.116–122, Tafel 1) registriert Disthen (z. T. mit Sillimanit oder Staurolith) in der Val Cama, BLATTNER (1965, S.1021) im SE der Valle Bodengo (zusammen mit Sillimanit). Diese Vorkommen betrachte ich mit dem hier beschriebenen Disthen, Staurolith und Sillimanit als alpine Bildungen. Für Staurolith in der Suretta-Decke nördlich von Chiavenna sowie Disthen und Staurolith in der Tambo-Decke zwischen Chiavenna und Soazza wurde präalpines Alter vermutet (BLANC 1965, S.104/105; WEBER 1966, S.122–124). BELLIN (1929, S.22) gibt Disthen in Glimmerschiefern NE von Lostalio an, was ich bestätigen kann (Lokalität Cif, 737.46/131.46, Disthen und Sillimanit). SCHMUTZ (1968) hat Staurolith östlich von Chiavenna gefunden. Die Zugehörigkeit dieser Vorkommen zur alpinen oder einer früheren Metamorphose muss noch abgeklärt werden.

Cordierit und Andalusit wurden ohne Erfolg gesucht. BLATTNER (1965, S.1022) hat Cordierit in einem Gneissgeröll im Boggia-Schutt bei Bodengo beschrieben; REPOSSI (1916) und CORNELIUS (1916) haben das Mineral östlich der Valle della Mera gefunden; vgl. auch E. WENK (1968). Andalusit tritt mit Disthen und Sillimanit in Quarzknuern des Pzo.-di-Claro-Gebietes auf (mündliche Mitteilung A. Codoni).

Übrige Gemengteile: < 1%. Apatit, Epidot-Klinozoisit (z. T. mit Orthitkern), Turmalin, Zirkon-Monazit, Erz, Chlorit.

2.3.2. Kleinkörnige Biotitgneisse im Melanosom der Migmatite

Mesokrate, kleinkörnige Biotitgneisse bilden den häufigsten Anteil des Melanosoms der migmatitischen Zone (2.1.6.). Im Handstück (Fig.47) und Dünnschliff erscheinen sie recht einheitlich und ähnlich den dunklen Einschlüssen der Augengneisse (2.1.2.5.), seltener den granitoiden Gneissen 2.1.3.

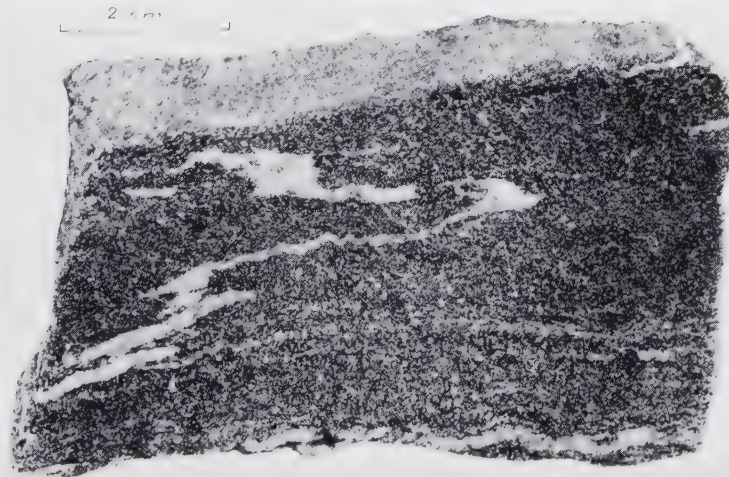


Fig.47: Mesokrater, kleinkörniger Biotitgneiss (2.3.2., RH 2012, Handstück aus dem Bereich der Fig.27). Schnitt senkrecht L_1 , die leukokrate Ader ist um B_1 gefaltet. Photo M. Zuber.

Stoffbänderung ist häufig (Fig. 36) und vor allem durch unterschiedlichen Gehalt an Biotit (und Hornblende, 2.4.1.) bedingt (Fig. 41). Die Mächtigkeit der Lagen variiert von mm bis m und bleibt seitlich oft über viele m konstant. Meist ist ihre Begrenzung glattlinig und z. T. scharf; unregelmässig-linsige, leukokrate Lagen, z. T. mit randlichen Biotitsäumen, sind seltener. Die Korngefüge sind häufig deutlich linear geregelt.

Mikroskopische Beobachtungen

Modalbestand s. Fig. 41.

Plagioklas und Quarz bilden ein fein- bis feinkörniges, meist gleichkörniges und homogenes Mosaik. Sehr regelmässige Polygonalgefüge sind besonders im *ac*-Schnitt ausgeprägt. Seltener sind die Kornformen etwas buchtig, besonders beim Quarz, der dann oft ungleichkörnig (0,05–3,0 mm) auftritt und makroskopisch als Äuglein sichtbar ist. Plagioklas (0,1–1,5 mm) ist besonders gleichkörnig und polygonal entwickelt; sporadisch sind Quarztropfen, Biotit und Kalifeldspatrechtecke eingeschlossen. Optisch sind die Plagioklase homogen oder löschen kontinuierlich-zonar aus. An-Gehalt vgl. Fig. 41.

Biotit. Korngrösse: 0,1–1,8 mm. Meist gut nach (001) idiomorph. Einzelne Plättchen und kurze, zeilenförmige Aggregate sind gleichmässig im Gefüge verteilt. Ausgeprägte Parallelregelung um L_1 , planare Regel (S) weniger deutlich bis fehlend, sperrige Anordnung. Absorptionsfarbe parallel Z «moderate brown» bis «reddish brown» bis «light brown» (10 R 4/6 – 5 YR 4-5/4). n_z s. 2.1.9.

Muskowit: Sperrig mit Biotit verwachsen.

Granat. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 0,3 mm. Meist rundlich-geschlossene Formen; sporadisch unregelmässige bis Atollformen.

2.4. Hornblendeführende Gesteine

Amphibolite sind verbreitet als konkordante cm-, dm- und seltener m-Lagen im Gneiss. Meistens treten diese Lagen im Verband mit mesokraten, feinkörnigen Biotitgneissen auf, petrographische Zwischenglieder und Übergänge sind sehr häufig. Ultramafische Linsen (2.5.) sind stets von Amphiboliten umhüllt.

Amphibolitische Lagen haben sich während der Deformation oft kompetenter verhalten als der angrenzende Gneiss. Linsenförmige Boudins sind häufig zu beobachten, wobei zwischen Amphibolit und Gneiss lokale Diskordanzen auftreten können, die offensichtlich durch die Verformung zustande gekommen sind.

Nachfolgend werden verschiedene Typen beschrieben, die sich vor allem im mikroskopischen Gefüge unterscheiden. Auch hier treten oft Übergänge auf. Modalbestand s. Fig. 48, An-Gehalt von Plagioklas s. Fig. 48 u. 49.

2.4.1. Hornblende-Biotitgneisse

Die vorwiegend feinkörnigen, dunkelgrauen Gesteine zeigen im Handstück fast massiges bis planares oder lineares Gefüge. Im Dünnschliff erscheint das Plagioklas–Quarz–Hornblende-Korngefüge der nördlichen Vorkommen lepidoblastisch bis nematoblastisch, entsprechend 2.4.3.; im Süden ist es granoblastisch ausgebildet – häufig mit schönen Polygonalbereichen, entsprechend 2.4.4., 2.4.5. Biotit ist meist gleichmässig verteilt in Form isolierter Plättchen oder kurzer Fasern mit etwas sperriger Anordnung und guter Regelung. Die (001)-Korngrenzen sind oft idiomorph ausgebildet und werden von Plagioklas und Quarz häufiger durchbrochen als von Hornblende. Manchmal sind einzelne mittelkörnige Hornblenden eingestreut mit stark buchtigen bis skelettartigen Umrissen. In der nachfolgend beschriebenen Varietät ist der Grossteil der Hornblenden so entwickelt.

2.4.2. Hornblende-Biotitgneisse und Biotitamphibolite mit skelettförmigen Hornblende-Grosskörnern

Im Handstück erkennt man die Hornblende-Grosskristalle als S -parallele Linsen mit z. T. sichtbar lappigen Umrissen in mesokratem, feinkörnigem Biotitgneiss. Auf den S -Flächen sind die

kurzen Hornblendestengel oft regellos angeordnet (RH 6027), mit zunehmend linearem Gefüge gegen Süden liegen sie häufiger parallel L_1 (RH 2005, 63).

Im Dünnschliff entspricht das grano- bis lepidoblastische Plagioklas-Quarz-Biotit-Gefüge den übrigen mesokraten, feinkörnigen Biotitgneissen (z. B. 2.1.2.5.). In diesem Mosaik liegen die skelett-förmigen Hornblenden, die übrigen Gemengteile häufig poikiloblastisch umschliessend. Grössere Körner werden oft vom umgebenden Biotitparallelgefüge «umflossen». Absorptionsfarben von Biotit und Hornblende wie bei 2.4.3. und 2.4.4.

2.4.3. Lepidoblastische Amphibolite

Nördlich der Talfurche der Valli Pilotera-Piodella sind die Plagioklas-Hornblende-Gefüge deutlich verschieden von denen im S: nematoblastische Hornblende und lepidoblastischer Plagioklas überwiegen, granoblastische Gefüge fehlen.

Im Handstück erscheinen die Amphibolite dunkelgraugrün, feinkörnig bis ziemlich dicht. Meist ist die Textur ausgeprägt planar und homogen entwickelt; seltener tritt mm- und cm-Bänderung auf (Lagen mit unterschiedlichem Hornblendeanteil), manchmal mit schöner mm-Feinfältelung B_1 , wobei auf den S-Flächen eine deutliche, feine Lineation sichtbar sein kann. Eine schwache Lineation kann auch durch parallele Lage der feinen Hornblendestengel zustande kommen. Meist jedoch fehlen Linearstrukturen. In der feinkörnigen Grundmasse liegen manchmal bis 5 mm grosse Hornblendekörner mit unregelmässig-isometrischen oder -linsigen Umrissen und mehr oder weniger deutlich parallel S liegend. Sporadisch kommen mittelkörnige, gesprenkelte Amphibolite vor, die biotitreich und deutlich schiefrig sein können.

Auch im Dünnschliff beobachtet man ein homogen-schiefriges Hornblende-Plagioklas(-Biotit)-Gefüge.

Hornblende. Korngrösse: 0,05–1,5 (– 5,0) mm. Unregelmässig-isometrische bis -linsige Umrisse, deutlich parallel S eingeregelt. Einschlüsse sehr selten. Einzelne Grosskörner, z.T. ebenfalls einschlussarm. z.T. völlig von den übrigen Gemengteilen durchsetzt. Absorptionsfarbe parallel Z' «pale olive» bis «yellowish green» (10 Y 6/2 – 5 GY 6/2), auch «greenish gray» (5 G 6/1; RH 6062), vgl. 2.4.4.

Plagioklas. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 0,8 mm. Unregelmässig-linsige Umrisse. Oft deutlich invers zonare und fleckige Auslöschung, z.T. auch undulös. An-Gehalt s. Fig. 48. Zwillingslamellen häufig schwach verbogen. Einschlüsse sehr selten.

Biotit. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 1,5 mm. Stark xenomorphe Leisten und Fetzen, paralleleregelt, meist in Zügen angeordnet. Absorptionsfarbe parallel Z' «moderate brown» bis «light brown» (5 YR 4/4 – 5 YR 5/6).

Titanit. Korngrösse: sehr feinkörnig. Oft spitzlinsige Umrisse. Meist in isometrischen Aggregaten bis Zeilen («Insekten-eier»). Manchmal Rutilkern, auch mehrere im gleichen Titanitkorn. Häufig als Einschluss in Hornblende und in der Nähe von Biotit.

Epidot. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 0,3 mm. Unregelmässig-eckige Körner, schwach pleochroitisch (hellgelb/farblos), oft nur fleckweise.

Erz. S. Tab. 4 und 5.

2.4.4. Einfach-granoblastische Amphibolite

Die in diesem Abschnitt und unter 2.4.5. beschriebenen Gesteine sind die häufigsten Amphibolit-typen im S der Valli Pilotera-Piodella. Sie treten nebeneinander im gleichen Aufschluss auf und sind makroskopisch nicht zu unterscheiden.

Die meist feinkörnigen Gesteine zeigen im Handstück dunkelgraue bis grünschwarze Farbe und massige, schiefrige bis linearbetonte Textur; z.T. sind sie gebändert im mm-, cm- und seltener dm-Bereich: hornblendereiche bis reine Biotit-Plagioklasgneiss-Lagen wechsellagern mit übergehenden und scharfen Kontakten. Scharfe Begrenzungen weisen besonders leukokrate Plagioklas-Quarz-Lagen auf. Oft kann man Fältelung bis hinunter zu cm- und mm-Grösse beobachten, ebenso eine deutliche Regelung der Hornblendestengel parallel L_1 . Manchmal durchadern leukokrate mm-Äderchen und Schlieren das Gestein diskordant, besonders in *ac*-Schnitten.

Im Dünnschliff erscheint das Korngefüge von Hornblende, Plagioklas und Quarz vorwiegend granoblastisch mit einfachen, geradlinigen oder schwach gebogenen Korngrenzen, die sowohl gegen Hornblende wie gegen Plagioklas etwas konvex sein können. Häufig stossen drei Korngrenzen an einer Ecke unter Winkeln von etwa 120° zusammen. Solche Polygonalpflaster sind besonders schön entwickelt in biotitfreien Varietäten (RH 134) und zeigen an, dass das Kornwachstum gleichzeitig und als Gleichgewichtsvorgang abgelaufen ist, mindestens die letzte Phase (Ausgleich der Korngrenzspannungen, vgl. z. B. VOLL 1960, KRETZ 1966, VERNON 1968).

Hornblende. Korngrösse: 0,1–1,8 (– 3,0) mm. Meist kurzstengelig mit einfachen bis etwas buchtigen Umrissen, nur teilweise parallel zu (110) (vgl. KRETZ 1966, S. 78). Einschlüsse selten. Absorptionsfarbe parallel Z' «pale olive» bis «yellowish green» (10 Y 6/2 – 5 GY 7/2), einzelne sehr blass (RH 3011, $c \wedge Z' = 17^\circ$, $2V_X = 87^\circ$, Mittel aus 5 U-Tisch-Messungen).

Plagioklas. Korngrösse: 0,1–0,8 mm. Meist einfache, isometrische Umrisse, hie und da – in hornblendereichen Partien – konkav-zwickelfüllend. Schwach bis stark invers zonar, sowohl kontinuierlich ändernde Auslöschung als auch etwas abgesetzter Kern. An-Gehalt s. Fig. 48, 49. Einschlüsse selten.

Biotit. Korngrösse: 0,1–4,0 mm. Kurze bis ausgesprochen schmale Leisten durchsetzen das Hornblende–Plagioklas-Mosaik. (001) ist meist sehr gut idiomorph ausgebildet, besonders am Kontakt zu Hornblende. Umwandlungserscheinungen zwischen den beiden Mineralien (z. B. BÜSCH 1966, S. 211) wurden nicht beobachtet (vgl. aber RH 2197, S. 59). Die Plättchen sind gleichmässig verteilt, Aggregate treten kaum auf. Schwache bis starke Parallelregelung, auch abhängig von der Schnittlage. Absorptionsfarbe parallel Z «moderate brown» bis «light brown» bis «reddish brown» (5 YR 4/4 – 5 YR 5/6 – 10 R 4/3). Häufig in Chlorit umgewandelt.

Quarz. Korngrösse: 0,1–0,9 mm und sehr feinkörnige «Tropfen». Einfach-buchtig, z. T. Mosaikverband mit Plagioklas. Meist schwach feldrig-streifige Auslöschung. Sporadisch treten mm-Quarznester auf, welche die isoklinale Fältelung in feingebändertem Amphibolit durchdringen können (RH 2016).

Titanit, Rutil, Epidot und Erz wie 2.4.3.

2.4.5. Granoblastische Amphibolite mit buchtigen, poikiloblastischen Plagioklasen

Dieser Gesteinstyp ist charakterisiert durch das häufige Auftreten von grösseren, stark buchtigen und poikiloblastischen Plagioklasen neben einfach-granoblastischen Plagioklaskörnern. Sie zeigen unregelmässig-fleckige Auslöschung, die Flecken entsprechen sowohl höheren wie tieferen An-Gehalten als ihre Umgebung (RH 2016 Mittelwert An 47, Flecken 35–64, s. Fig. 49). Häufig ist eine durchgehende, engständige, polysynthetische Verzwillingung, die durch unverzwilligte, anders orientierte Plagioklaskörner durchbrochen sein kann. Die übrigen Gemengteile, vor allem Tropfenquarz und Hornblende, sind zahlreich in Plagioklas eingeschlossen. Manche Plagioklaskörner sind in mehr oder weniger isometrische Felder mit leicht verschiedener optischer Orientierung unterteilt, die in ein einfach-granoblastisches Plagioklasmosaik übergehen, dessen Einzelkörner einschlussfrei sind und kontinuierlich-zonar auslöschen (vgl. auch 2.4.6.). Möglicherweise ist für diesen Übergang Polygonisation und nachfolgende Rekristallisation (vgl. VOLL 1960, GRIGGS, TURNER & HEARD 1960, CARTER, CHRISTIE & GRIGGS 1964, LÜCKE & RIXEN 1968) von etwas älteren, mechanisch beanspruchten Plagioklas-Poikiloblasten verantwortlich.

2.4.6. Plagioklas-Poikiloblasten-Amphibolite

Sporadisch treten mittel- bis grobkörnige Amphibolite auf, die dunkelgrün/schwarz gesprenkelt sind (RH 2120, 2198). Die hellen Plagioklase liegen mit isometrischen bis linsenförmigen Umrissen in einem zusammenhängenden Netzwerk von feinerer Hornblende. Die Textur ist massig bis planar.

Plagioklas. Korngrösse: 0,6–6,0 mm. Im Grossen einfache, rundliche, nie geradlinige Umrisse. Siebartig von Einschlüssen durchsetzt:

- Hornblende. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 0,2 mm. Isometrische bis stengelige Querschnitte, z. T. parallel zur Planar-textur geregelt.
 - Quarz. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 0,3 mm. Tropfen- bis amöbenförmig.
- Weniger häufig:
- Granat (RH 2198). Korngrösse: um 0,1 mm. Rundlich, anisotrope Ränder.
 - Biotit, Titanit, Erz.

Häufig polysynthetisch verzwillingt mit engem, einheitlichem Lamellensystem. Stark fleckige Auslöschung, manchmal im Zentrum diffus begrenzter Auslöschungsfleck ohne Zwillingslamellen. An-Gehalt s. Fig. 48, 49. Die randlichen Partien bestehen z. T. aus einem Mosaik von isometrischen Subkörnern mit leicht unterschiedlicher Auslöschung, das oft in ein polygonales Korngefüge von einschlussfreien, kontinuierlich-zonaren Plagioklasen übergeht – wie bei 2.4.5.

Hornblende. Korngrösse: 0,1–2,5 mm. Stengelig; etwas sperrige Anordnung, jedoch deutlich planar geregelt. Wenige Einschlüsse.

Biotit. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 0,9 mm. Fetzen und schmale Leisten.

Quarz. Korngrösse: sehr feinkörnig bis 0,4 mm.

Verschiedene Autoren (z. B. HEZNER 1903, ESKOLA 1921; FORSTER 1948, DAL VESCO 1953, BRUGGMANN 1965) beschreiben den Übergang von Pyroxen-Granatfels (z. T. Eklogit) zu «Eklogitamphibolit», «Kelyphit-Amphibolit» und Amphibolit und deuten ihre Beobachtungen als zunehmende, metamorphe Überprägung von Eklogit. Die hier beschriebenen Plagioklas-Poikiloblasten zeigen eine gewisse Analogie zu Granaten, die in Plagioklas und Hornblende («Kelyphit») umgewandelt sind (vgl. FORSTER Fig. 11, 23; DAL VESCO Fig. 47; BRUGGMANN, Fig. 15). In unserem Fall hätte Sammelkristallisation von «Kelyphit»-Plagioklas stattgefunden. Die notwendigen Zwischenglieder fehlen jedoch, um einen solchen Zusammenhang nachzuweisen.

RH 2198 (vgl. oben) stammt aus der äusseren Amphibolithülle der Ultramafitlinsen südlich von Avert del Notaro (2.5.2.). RH 2197 (Fig. 48) ist ein Übergangstyp zu den angrenzenden leukokraten, mittelkörnigen Biotitgneissen: Die Plagioklas-Poikiloblasten (Einschlüsse vorwiegend Tropfenquarz) sind durchwegs in ein Mosaik von Subindividuen aufgelöst; der Anteil des rekristallisierten Plagioklas (2.4.5.) nimmt überhand.

Die Hornblenden sind skelettförmig und enthalten viele Einschlüsse der übrigen Gemengteile, z. B. Biotit als gut idiomorphe, schmale Leisten – z. T. auf den (110)-Flächen der Hornblende liegend – bis xenomorphe Fetzen mit oft diffusem Kontakt zum Wirtkristall (Umwandlung Biotit zu Hornblende?).

2.4.7. Dioritähnliche Amphibolite

Das Parallelgefüge der Amphibolite ist sehr verschieden deutlich ausgebildet. Neben ausgeprägt planaren bis linearen Texturen sind nur schwach anisotrope Korngefüge verbreitet. Sporadisch treten auffallend massige, mittel- bis grobkörnige Gesteine von dioritischem Aussehen auf. Wo der mesoskopische Verband feststellbar ist (RH 295 SW der Forcellina di Strem; RH 2173, vgl. auch 2198, 2197 in 2.4.6., S von Avert del Notaro), liegen sie am Rand dunkler, amphibolitischer Schollen zum leukokraten, mittelkörnigen (Muskowit-)Biotitgneiss. Man erhält den Eindruck einer Auflösung des dunklen Materials gegen die granitoiden Gneisse zu. W unterhalb der Bocchetta di Sambrocc liegen solche Gesteine als Blöcke (RH 2122) in einem Schuttfeld, ohne dass das Gestein in den benachbarten Aufschlüssen gefunden wurde. Sehr wahrscheinlich stammen die Blöcke jedoch aus der unmittelbaren Nähe.

Im Dünnschliff erscheinen die einschlussreichen Hornblenden (0,5–1,1 mm) im Grossen meist isometrisch bis kurzstengelig mit leicht buchtigen (RH 2122) bis stark buchtigen und skelettartigen Umrissen (RH 295, 2173). Im Gegensatz dazu bildet Plagioklas in RH 295 und 2173 ein relativ einfaches Mosaik von optisch einheitlichen bis (invers) kontinuierlich-zonaren, einschlussarmen Körnern; einzelne sind stärker buchtig, fleckig auslöschend und von Einschlüssen der übrigen Gemengteile durchsetzt. In RH 2122 ist aller Plagioklas skelettförmig und poikiloblastisch ausgebildet. In Hornblende eingeschlossen sind vor allem Biotit (oft schmale, idiomorphe Leisten), Plagioklas und Titanit, z. T. auch Granat und Quarz; Quarz und Plagioklas liegen oft mit länglicher Form auf (110)-Flächen. Plagioklas enthält Einschlüsse von Quarz, Hornblende, Biotit, manchmal Granat im Zentrum.

Auslöschungsschiefe $c \wedge Z'$ der Hornblende in RH 295 $\cong 15^\circ$ (Messung an Körnerpräparat). An-Gehalt von Plagioklas s. Fig. 48, 49. Erz s. Tafel 4 und 5. Ähnliche Pseudodiorite werden von verschiedenen Autoren erwähnt. FARQUHAR (1953) und FRANCIS (1958) erklären Vorkommen in der Moine-Serie von Schottland durch Permeation von amphibolitischen Lagen (Metadolerite) mit granitoidem Material und Rekristallisation mit kurzsäuligem Hornblendewachstum. DRESCHER-KADEN (1940, S. 313) beschreibt dioritähnliche Gesteine in Einschlüssen des Bergeller Granits, die durch kontaktmetamorphe Umwandlung von Diopsidquarzschiefer entstanden sind. VAN DER PLAS (1959,

S. 502) findet dioritoide Bänder in Wechsellagerung mit Granatamphibolit und pyroxenreichen Lagen im Adula-Kristallin S von Vals. WEBER (1966, S. 52) führt eine einzelne Beobachtung aus der Val della Forcola an. BRUGGMANN (1965, S. 126–129) beschreibt eine ca. 30 m mächtige Linse von pyroxenführendem Biotit-Hornblende-Quarzdiorit in granitoiden Gneissen bei A. Vecc (SW des P. di Cressim). Er glaubt ein magmatisches Korngefüge zu beobachten und vermutet einen Zusammenhang mit den Tonaliten der Val Morobbia; eine Hypothese, die mir fraglich erscheint.

Die oben beschriebenen dioritoiden Gesteine betrachte ich als rein metamorphe Bildungen, wohl unter lokal statischen Kristallisationsbedingungen.

2.4.8. Klinopyroxenamphibolite

Klinopyroxen tritt im Marmor und Kalksilikatgneiss des Darengo–Borgo-Zugs auf (2.6.) und wurde in einer Anzahl Amphibolitdünnschliffe aus dem Gebiet zwischen A. Piodella und dem Lago di Darengo gefunden. RH 285 stammt aus der Amphibolithülle einer Ultramafitlinse (Forcellina di Strem). Die Klinopyroxenamphibolite erscheinen im Handstück stets feinkörnig, massig oder mit planarem Gefüge, auch mm-gebändert (s. RH 2049, Fig. 48). Oft ist der Pyroxen schon von blossen Auge an seinem gelbgrünen Farbton erkennbar.

Im Dünnschliff bilden Plagioklas, Hornblende und z. T. auch Klinopyroxen (RH 285, 441, 82) ein sehr feinkörniges bis feinkörniges, gleichkörniges, einfach-granoblastisches Gefüge. Häufig (RH 3080, 271, 2049, 72, 79) ist Klinopyroxen auch stark buchtig bis skelettartig ausgebildet.

Hornblende. Absorptionsfarbe wie 2.4.4., einige Schliffe (RH 154, 72) enthalten nur sehr blass gefärbten Amphibol.

1. Stengelig, z. T. parallel orientiert (= L_1), meist einfache Korngrenzen und wenig Einschlüsse. Korngrösse: 0,1–1,2 mm.
2. Einzelne Körner sind buchtig, meist stark poikiloblastisch und können mehrere mm gross werden. Als Einschlüsse treten besonders Plagioklas, teilweise skelettförmiger Pyroxen, Titanit und Biotit auf. Im feinkörnigen Hornblende–Plagioklas–Pyroxen-Gefüge von RH 441 hat entlang von S-Flächen Sammelkristallisation stattgefunden, wobei der feine Pyroxen in bis 12 mm grossen, isometrischen Hornblenden eingeschlossen wurde, die zusammen mit Plagioklas ein mittel- bis grobkörniges Mosaik bilden. Der An-Gehalt der Plagioklase ist in den gröberen Partien leicht höher als in den feinen (Fig. 49). Hornblende-Grosskörner (bis 3,0 mm) treten auch in Kalksilikatgneissen (RH 72) auf und sind dort skelettförmig.

Klinopyroxen. Farblos. Optische Daten (U-Tisch) von RH 285: $2V = 50,59^\circ$; $c \wedge Z = 33,35^\circ$. Röntgen-Pulverdiagramme (RH 2049, 287, 441) liegen zwischen den Linienmustern von Diopsid und Augit (ZWAAN 1954, Nrn. 13 und 32, Gruppe B₁.)

1. Granoblastisch, einfache Korngrenzen, wenig Einschlüsse. Korngrösse: 0,1–0,6 mm. Das feinkörnige Pflaster zusammen mit Hornblende ist auffallend (RH 285, 287, 441). In hornblendereichen Partien des gleichen Schliffs sind die Hornblenden bedeutend gröber (klein- und mittelkörnig).
2. Skelettformen, viele Einschlüsse von Plagioklas, Quarz, Hornblende (RH 3080, 271). Z. T. intensiv von Hornblende durchdrungen und umrandet (RH 72, 79, 82). Umwandlung Pyroxen → Amphibol.

Plagioklas.

1. Einfach-isometrische bis buchtige Kornformen. Korngrösse: 0,1–0,9 (– 1,5 mm). Als Einschlüsse treten vor allem Quarztropfen auf; ihre Intensität ist unterschiedlich. Auslöschung meist kontinuierlich-zonar, auch fleckig.
2. In RH 271 erinnern 1–2 mm grosse Körner mit buchtigen Kornformen und vielen Einschlüssen der übrigen Gemengteile an die Plagioklas-Poikiloblasten im Abschnitt 2.4.6.
3. In RH 285 sind die Plagioklase in rundlichen Mosaiknestern innerhalb des Hornblende–Pyroxen-Gefüges konzentriert, ab und zu mit einem kleinen Granat im Zentrum (vgl. 2.4.6.). An-Gehalt s. Fig. 48, 49.

Skapolith. Wenige, ca. 0,6 mm grosse Körner wurden in RH 79 gefunden, wo Skapolith als jüngere Bildung Plagioklas und Hornblende durchdringt oder die Zwickel dazwischen füllt.

2.4.9. Symplektitische Granatamphibolite

Sie wurden nur vereinzelt gefunden:

RH 6039. Dezimetermächtige Amphibolitlinse im Granat-Glimmerschiefer der Soazza-Zone; S des P. d. Forcola.

Mittelkörnige, unregelmässig-granoblastische Hornblenden (Absorptionsfarben parallel Z' , «pale olive» 10 Y 6/2), z. T. in pflasterartigem Verband, liegen in einem feinkörnigen Gefüge von Plagioklas, Quarz und etwas Hornblende. Die Plagioklase löschen stark undulös und fleckig aus. Feiner isometrischer Granat (< 0,2 mm) durchsetzt die gröberen Hornblenden (oft mit anisotropem Rand) und die feinkörnige Grundmasse; in ähnlicher Weise tritt auch Titanit (< 0,2 mm, manchmal Rutilkerne, insekteneierartig) auf. Erz (bis 0,4 mm) durchdringt extrem skelettförmig das übrige Gefüge.

WEBER (1966, S. 46–48) beschreibt aus der Soazza-Zone zwischen P. Padion und Soazza Granatamphibolite, in denen eine grüne kryptokristalline Grundmasse auftritt.

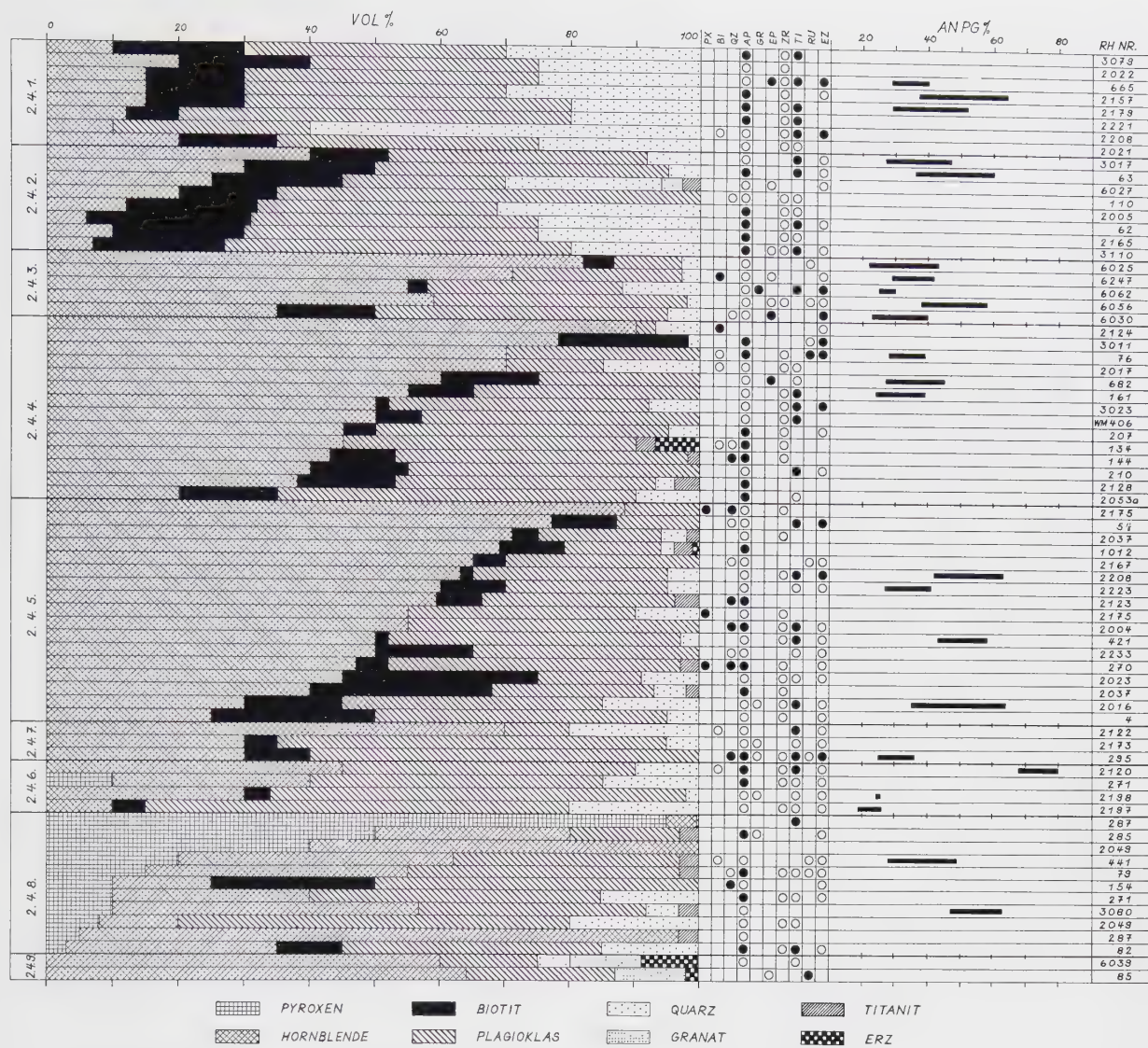


Fig.48: Mineralzusammensetzung amphibolitischer Gesteine (geschätzt).

PX = Klinopyroxen; BI = Biotit; QZ = Quarz; AP = Apatit; GR = Granat; EP = Epidot-Klinozoisit; ZR = Zirkon-Monazit; TI = Titanit; RU = Rutil; EZ = Erz.

• = < 1%; Auftreten verbreitet ○ = < 1%; Auftreten sporadisch
 Probennummer WM 406: W. Martin (s. S. 4).

Die Einteilung entspricht den Textabschnitten:

2.4.1. Hornblende-Biotitgneise. 2.4.2. Hornblende-Biotitgneise und Biotitamphibolite mit skelettförmigen Hornblende-Grosskörnern. 2.4.3. Lepidoblastische Amphibolite. 2.4.4. Einfach-granoblastische Amphibolite. 2.4.5. Granoblastische Amphibolite mit buchtigen, poikiloblastischen Plagioklasen. 2.4.6. Plagioklas-Poikiloblasten-Amphibolite. 2.4.7. Dioritähnliche Amphibolite. 2.4.8. Klinopyroxenamphibolite. 2.4.9. Symplektitische Granatamphibolite.

RH 85. Darengo-Borgo-Zug (S. 70); E von Avert di Darengo.

Mosaikpartien von granoblastischen Hornblenden (0,3–1,0 mm) – Absorptionsfarbe parallel Z' «grayish green» bis «pale yellowish green» (10 GY 6/2) – liegen in einem sehr feinkörnigen Symplektit von Hornblende und Plagioklas (stark undulös, fleckige Auslöschung). Häufig werden die größeren Hornblenden sukzessiv von feinkörnigem Plagioklas durchsetzt, sind jedoch auch im symplektitischen Verband an der einheitlichen Auslöschung noch als Grosskörner erkennbar. Rundliche bis polygonale Granate (0,1–1,5 mm) sind häufig von einem schmalen, unregelmässigen Plagioklassaum umrandet, der oft in den Symplektit übergeht. Granat und die größeren Hornblenden grenzen auch direkt aneinander mit einfachem, glattem Kontakt. Sehr feinkörniger Rutil durchsetzt Hornblende, Granat und das symplektitische Gefüge.

An-Gehalt des Plagioklas s. Fig. 48, 49.

RH 6121. Dm-Lage in Bändergneiss; Wasserstollen Bodengo – Pra Pincè, ca. 20 m E des Überlaufstollens Bodengo.

6121a: Isometrische und stengelige, mittel- bis grobkörnige Hornblenden, rundliche bis polygonale, fein- bis mittelkörnige Granate und Titanit sind von feinkörnigem Plagioklasmosaik durchsetzt und völlig zu Skeletten aufgelöst.

6121b: Ein grobkörniges Mosaik von isometrischem Plagioklas mit einfachen Korngrenzen dominiert das Gefüge und ist siebartig durchsetzt von sehr feinkörnigem bis feinkörnigem Granat (identifiziert mit Röntgen-Pulveraufnahmen; anisotrope Ränder), Titanit und Klinozoisit (?), z. T. in krümeligen Aggregaten. Seltener liegen mittel- bis grobkörnige, buchtige Hornblendekörner im Plagioklasmosaik, durchsetzt von Plagioklas und Titanit. Absorptionsfarbe parallel Z' «grayish green» (5 G 5/2), häufig schmutzig olivbraun. Im Handstück erscheint der Plagioklas homogen-rötlich. Die Farbe wird durch die feinen Granateinschlüsse verursacht.

2.4.10. Zusammensetzung der Plagioklase

Die An-Gehalte von Amphibolit-Plagioklasen sind zonar um das lepontinische Metamorphosehoch verteilt (WENK & KELLER 1969). Das erste Auftreten von Ca-reichem Plagioklas zusammen mit Hornblende ist diagnostisch für die untere Grenze der Amphibolitfazies ($An > 15$, WINKLER 1967, S. 103; $An > 20$, TURNER 1968, S. 308; $An > 17$, WENK & KELLER 1969, S. 175). Der An-17-Isograd

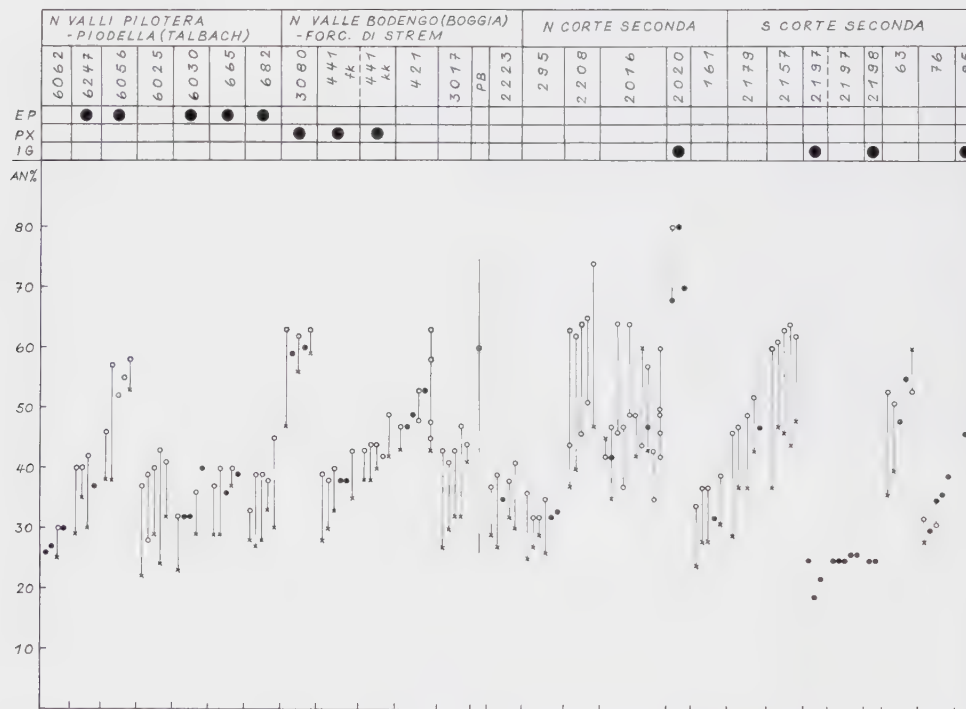


Fig.49: An-Gehalt von Plagioklas in amphibolitischen Gesteinen (U-Tisch-Messungen, Auswertung nach BURRI, PARKER & WENK 1967), aufgetragen von N (links) nach S (rechts).

● = ganzes Korn ○ = Randpartie × = Kernpartie

Messungen am gleichen Korn durch Gerade verbunden.

EP = Epidot-Klinozoisit; PX = Klinopyroxen; IG = Implikationsgefüge (Plagioklas-Poikiloblasten). PB = Proben 1905, 1921, 70 BLATTNER (1965, S. 1013).

quert in seinem NE-Abschnitt die Valle Mesolcina und die Misoxer Zone zwischen Soazza und Mesocco und zieht im südlichen Teil der Tambo-Decke gegen ESE über die Valle San Giacomo (S. Giacomo Filippo) in die N-Flanke der Valle Bregaglia. Die äussere Grenze des Auftretens von alpin gebildetem Stauolith und Disthen scheint mit dem An-17-Isograd zusammenzufallen oder

wenige km südlicher zu verlaufen (S. 55). Das hier untersuchte Gebiet liegt in dem durch Andesin- und Labradorit-Amphibolite charakterisierten Bereich. Fig. 49, deren Daten WENK & KELLER (1969, S. 196) verwendet haben, zeigt zwar eine starke Streuung der An-Werte, jedoch ist von NNE nach SSW – im rechten Winkel zum An-17-Isograd – ein Anstieg zu erkennen. Im regionalen Verteilungsbild können WENK & KELLER (1969, Tafel 1) eine südliche Zone mit basischem Andesin-Labradorit-Bytownit abtrennen. Ihre N-Grenze verläuft etwa von Grono (Misox) gegen ENE über Passo d'Arsa-Bodengo-Boggia ins Meratal und weiter auf der Südseite der Valle Bregaglia – in einem spitzen Winkel zu den An-17- und An-30-Isograden. Die nördlichsten Vorkommen von Sillimanit und eigentlichen Migmatiten liegen in der Valle Pilotera-Piodella etwa 2 km nördlich dieser Linie.

Die starke Streuung der An-Werte überrascht nicht, da die Amphibolitkörper innerhalb der granitoiden Gesteine räumlich oft wenig ausgedehnt sind und ihre chemische Zusammensetzung variiert. Erstaunlich ist, dass eine Gesetzmässigkeit der regionalen Verteilung überhaupt deutlich sichtbar ist – ein Hinweis darauf, dass beim Ca-Einbau im Plagioklas das Gleichgewicht annähernd erreicht wurde, was auch viele Korngefüge vermuten lassen (S. 58; vgl. auch WENK & KELLER 1969, S. 164/165). Eine systematische Abhängigkeit der An-Werte von der Anwesenheit von Gemengteilen wie Klinopyroxen und Granat ist bei meinen Beobachtungen nicht erkennbar (Fig. 48; vgl. aber WENK & KELLER 1969, S. 170). Hingegen tritt Epidot-Klinozoisit vor allem in der nördlichen Zone (Andesin), Klinopyroxen im südlichen Teil auf (basischer Andesin-Labradorit-Bytownit; s. Fig. 49 sowie WENK & KELLER, Fig. 6). Die entsprechenden Epidotangaben fehlen übrigens in WENK & KELLER (S. 171, 196).

2.4.11. Fe, Ti, Mg in Biotit und Hornblende

2.4.11.1. Analysenmethode

Hornblende und Biotit sowie einzelne Erzkörner aus 18 Amphibolitproben wurden mit der Elektronen-Mikrosonde (ARL EMX) auf Fe, Ti und Mg analysiert. Die Mineralien einer Probe wurden stets im gleichen Dünnschliff ($\varnothing < 2$ cm) gemessen. Häufig wurden benachbarte Körner ausgewählt; lokales Gleichgewicht ist hier am ehesten zu erwarten (vgl. MOXHAM 1965, S. 208).

Folgende Standards des Instituts für Kristallographie und Petrographie der ETH wurden verwendet:

Fe-Feldspat (EBERHARD)	Fe = 10,5 Gew.-%
Rutil	Ti = 60,0 Gew.-%
MgO (BAYER)	Mg = 60,3 Gew.-%

Die Impulszahlen wurden mit dem Rechenprogramm von FRAZER, FITZGERALD & REID (1966) gemittelt, in Konzentrationen umgerechnet und auf Totzeit, Drift und Untergrund korrigiert. Ein zweites Programm diente zur Korrektur von Fluoreszenz und Absorption. Da nur Partialanalysen durchgeführt wurden, mussten dazu die nicht bestimmten Elemente aus anderen Mineralanalysen abgeschätzt werden. Für Biotit wurden Mittelwerte von 5 Biotitanalysen aus amphibolitischen Gesteinen des Verzascales benutzt (WENK et al. 1963; Vz 255, Vz 280b, Vz 394, Vz 428, Vz 478b):

Na 0,2 Ca 0,2 Al 5,0 Si 16,2 O 41,5 Gew.-%

Hornblendemittelwerte wurden von 5 unpublizierten Hornblendeanalysen amphibolitischer Gesteine des zentralen und östlichen Tessins gerechnet, die mir freundlicherweise von Prof. E. Wenk und Dr. W. B. Stern (Basel) zur Verfügung gestellt wurden (Cal 25, Cal 30, Riv 17, Vz 673, SHLZ A 22):

Na 1,0 Ca 11,3 Al 3,4 Si 18,4 O 41,2 Gew.-%

2.4.11.2. Analysendaten

Die Analysenwerte liegen zum grossen Teil in engen Konzentrationsbereichen (Gew.-% in Tab. 4 und Fig. 50):

Biotit	Fe	9,0–15,3	Ti	0,82–1,84	Mg	6,1– 9,6
(als Oxide)	FeO	11,5–19,7	TiO ₂	1,37–3,08	MgO	10,1–15,9
Hornblende	Fe	7,5–13,0	Ti	0,20–2,00	Mg	5,3– 8,6
(als Oxide)	FeO	9,7–16,7	TiO ₂	0,34–3,34	MgO	8,8–14,2

Tabelle 4: Fe-, Ti-, Mg-Gehalte von Biotit und Hornblende in

		Handstück		Biotit				Horn-			
				Korn Nr.	Fe	Ti	Mg	Fe/Fe + Mg (Atom-%)	Korn Nr.	Fe	
Nördlich Valli Pilotera- Piodella (Talbach)	1	WW	344	2	10,7	0,99	8,4	0,36	1	8,9	
				3	9,5	0,82	8,2		2	9,1*	
				5	10,8	0,95	7,9		3	8,3	
				6	10,5	0,94	8,1		4	8,9	
	2	RH	6044	1	14,1*	1,54	6,9*	0,47	1	11,7	
				2	13,8	1,44	7,0		2	11,4	
				3	13,8	1,43	7,0		3	11,6	
				3	14,4*	1,56*	6,4*		3	13,0	
	3	RH	6062	4	14,7	1,68	6,4	0,49	4	12,7	
				5	13,8*	1,70	6,7		5	12,7*	
				2	13,1	1,48	7,3		2	11,9	
	4	RH	6083	3	13,0*	1,41*	7,7*	0,44	3	11,9	
				4	13,6*	1,32	7,3*		4	12,2*	
				2	14,9*	1,30*	7,7*		1	10,1	
	5	RH	6030	3	12,6*	0,96*	7,5*	0,44	2	9,7	
				4	12,5	1,51	7,3		3	10,1	
Nördlich Valle Bodengo (Boggia)-Forcellina di Strem	6	RH	409	1	13,4	1,38	7,4	0,44	1	11,9	
				2	13,4	1,32	7,4		2	12,0	
				3	13,4	1,35	7,4		3	12,0	
				4	13,5	1,35	7,5		4	12,0	
	7	RH	3079	1	12,0	1,32	7,7	0,41	1	10,3*	
				2	12,1*	1,39*	7,5*		2	10,0	
				5	11,8*	1,41*	7,4*		4	9,8*	
				1	15,3*	1,46*	6,4*		1	12,2	
	8	RH	421	2	15,0	1,51	6,1	0,51	2	12,3	
				4	14,7	1,44	6,1		3	11,8	
									4	12,1	
	9	RH	406	1	13,0	1,40	7,4	0,43	2	10,8	
				3	12,7	1,42	7,2		3	10,9	
				4	13,0	1,40	7,3		4	10,7	
	Nördlich Corte Seconda	10	RH	295	1	13,6	1,73	6,7	0,47	1	11,7
					2	14,0	1,74	6,7		2	11,7
3					13,8	1,75	6,9	3		11,7	
11		RH	281	3	12,6	1,66	7,6	0,42	3	10,5	
				4	12,6*	1,73	7,5		4	10,8	
				5	11,9*	1,45*	7,4		6	10,7	
				7	11,7	1,35	7,1				
12		RH	2016	1	14,3	1,55	6,8	0,46	1	12,3	
				2	14,4	1,56	6,7		2	12,1	
				3	12,9	1,83	7,5		3	12,1*	
13		RH	2123					0,43	4	11,9	
				1	12,3	1,72	7,3		1	10,5	
				2	12,8	1,69	7,2		2	10,6	
14		RH	161	3	12,7	1,70	7,2	0,46	3	10,5	
				1	14,4	1,57	6,5		4	12,5	
				3	14,1*	1,53*	6,6		5	10,5*	
	5			12,6	1,79	7,4	6		10,6		
15	RH	2128	6	12,7	1,84	7,3	0,48				
			1	14,3	1,60	6,6		1	12,0*		
			3	14,3*	1,49*	7,0*		3	11,8		
			4	14,4	1,65	6,8		4	12,0		
Südlich Corte Seconda	16	RH	270	4	13,4	1,62	6,8	0,46	2	11,7	
				5	13,9	1,45	7,2		4	11,5	
	17	RH	144	1	13,7	1,72	6,8	0,47	1	11,7	
				2	13,7	1,64	6,6		2	11,8	
				3	13,6	1,66	6,8		3	11,7	
	18	RH	2167	1	9,0	1,00	9,6	0,29	1	7,9	
				2	9,1	1,02	9,5		2	7,9	
				4	9,1	1,41	9,5		3	7,5	

* Mittelwert aus etwas unregelmässigem Messprofil

** Fe-, Ti-, Mg-Gehalt s. Tab.5

— : kein Erz beobachtet

(—) = wenig Erz beobachtet

kursiv = viel Erz beobachtet

P.n. = Pseudomorphose nach...

U.z. = Umwandlung zu...

E.i. = Einschluss in...

Amphiboliten (EMS, Gew.-%); Erzminerale (optisch, Auflicht)

blende		Erz (mikroskopisch)	$K_{D(Fe)}^{Bi-Ho}$	$K_{D(Mg)}^{Bi-Ho}$	$K_{D(Ti)}^{Bi-Ho}$
Ti	Mg				
0,22 1,78 2,00 0,20 0,32 0,35 0,32 0,49 0,51 0,44 0,48 0,45 0,45 0,37 0,30 0,45*	7,0 7,3* 7,3 7,0 5,9 6,0 6,1 5,5 5,4 5,6* 5,9 5,9 6,0* 7,2 7,4 7,1*	(—) Ru, Li (P.n.Py) Kk (E.i. Li) (—) Mk <i>It**</i> , Mk (U.z. Ma) It (E.i. Ti), Ma, Ru, (Kk) (—) Py, Li, Ru?	0,93 0,90 0,82 1,14 1,07	0,94 0,90 0,99 1,07 0,73	3,7 3,5 2,8 2,5 2,7
0,40 0,43 0,40 0,44 0,38 0,31 0,34 0,43 0,39 0,33 0,44 0,42 0,49 0,41	6,1 6,1 6,2 6,4 6,4* 6,6 6,5* 5,7 5,8 7,1 5,4 6,4 6,2 6,6	Mk (U.z. Li), Ru — Ma (U.z. Li), Mk, Kk <i>Ru</i> , It	0,84 0,92 1,04 0,93	1,01 0,90 0,79 0,90	2,7 3,2 3,0 2,6
0,46 0,40 0,42 0,52 0,58 0,52 0,42 0,46 0,33 0,36 0,51 0,50 0,50 0,42 0,56* 0,56 0,54* 0,43 0,53	5,7 5,7 5,7 6,9 6,0 5,9 5,3 5,3 5,5* 5,4 6,3 6,5* 6,4 5,2 6,5* 6,3 5,9* 6,5 5,8	<i>Ru</i> , It**, Py (U.z. Li), Mt It**, Mk (E.i. Li, U.z. Li), Ak?, Pl? — Mk (U.z. Li), It (—) It (E.i. Ti.), Ru (E.i. Ti) —	0,85 0,73 0,76 0,92 0,91 0,94	0,93 0,96 1,05 0,87 0,90 0,88	3,3 2,4 3,3 2,8 2,6 2,6
0,42 0,40 0,57 0,59 0,59 0,37 0,34 0,31	5,7 6,6 5,6* 5,7 5,5* 7,8* 8,3 8,6*	(—) Ru? (—) Py, Mk, Li Ma (P.n. Py od. Mk), Ru, Mk, Li	0,91 0,85 0,93	0,90 0,97 0,92	3,1 2,3 2,8

Ak = Arsenkies; It = Ilmenit; Kk = Kupferkies; Li = Limonit; Ma = Markasit; Mk = Magnetkies; Mt = Magnetit;
Pl = Pyrolusit; Py = Pyrit; Ru = Rutil; Ti = Titanit.

Es ist deshalb nicht verwunderlich, dass eine Korrelation mit den abgeschätzten Mineralzusammensetzungen i. a. nicht erkennbar ist. Ausnahme: die beiden Mg-reichsten Proben WW 344 und RH 2167 enthalten am meisten Hornblende. – Ebenso ist kein Zusammenhang zwischen den Konzentrationen und der geographischen Lage der Fundorte ersichtlich.

Die chemische Homogenität ist auf den Mikrosonden-Profilen zum grossen Teil sehr gut, Einschlüsse sind nicht zu erkennen. Bei einem kleineren Teil (* in Tab.4) schwankt die Zusammensetzung unregelmässig, wobei auch sehr kleine Einschlüsse oder lokal ungleichmässige Berylliumbedampfung die Ursache sein können. Für einige grössere Unterschiede zwischen Körnern der gleichen Probe (z. B. RH 2016, 161) habe ich keine Erklärung.

Tabelle 5: Fe-, Ti-, Mg-Gehalt von Ilmenit in Amphiboliten; EMS (Gew.-%)

		Fe	Ti	Mg
RH	6062	32,3	31,9	—
	295	32,8	31,7	—
	281	33,5	31,9	0,10
FeTiO ₃ (Idealformel)		36,8	31,6	—

2.4.11.3. Verteilungsanalyse

Die Verteilung von Elementen zwischen koexistierenden Mineralien wurde theoretisch von RAMBERG & DE VORE 1951, KRETZ 1961, MUELLER 1961, MCINTIRE 1963 u. a. untersucht.

Für ideale Lösungen ist das chemische Potential $\mu_A^{(A,B)M}$ der Komponente A in der Mineralphase (A,B)M bei konstantem Druck und konstanter Temperatur eine Funktion der Konzentration X_A von A. Für nicht-ideale Lösungen wird X_A durch die Aktivität $X_A \cdot \gamma_A$ ersetzt (γ_A = Aktivitätskoeffizient). Die allgemeine Beziehung bei konstantem Druck lautet

$$\mu_A^{(A,B)M} = \mu_A^O + RT \ln X_A^{(A,B)M} \cdot \gamma_A^{(A,B)M}$$

(μ_A^O = chemisches Potential von A in reinem AM oder AN, R = Gaskonstante, T = absolute Temperatur). Der Einfluss des Drucks ist für Festkörperreaktionen gering.

Hat sich bei einer Verteilung der Komponenten A und B auf die Phasen (A,B)M und (A,B)N das chemische Gleichgewicht eingestellt, so ist das chemische Potential μ_A in (A,B)M und (A,B)N gleich gross.

Trägt man in einem Verteilungsdiagramm die Konzentration $X_A^{(A,B)M}$ gegen die Konzentration $X_A^{(A,B)N}$ auf, so liegen die Punkte koexistierender Mineralphasen im Falle eingestellten Gleichgewichts auf einer glatten Kurve, die für nicht-ideale Lösungen asymmetrisch verläuft, für ideale Lösungen aber symmetrisch ist (KRETZ 1959). Bei geringen Konzentrationen nähert sich die Kurve in beiden Fällen einer Geraden, deren Steigung gleich dem Verteilungskoeffizienten

$$(1) \quad K_D' = \frac{X_A^{(A,B)M}}{X_A^{(A,B)N}}$$

ist. Für höhere Konzentrationen gilt

$$(2) \quad K_D = \frac{X_A^{(A,B)M} - X_A^{(A,B)M} \cdot X_A^{(A,B)N}}{X_A^{(A,B)N} - X_A^{(A,B)M} \cdot X_A^{(A,B)N}}$$

Bei idealer Löslichkeit ist das chemische Potential und damit der Verteilungskoeffizient nur eine Funktion der Temperatur und in geringem Mass auch des Drucks. Die übrigen Komponenten einer Mineralphase können das ideale Löslichkeitsverhalten stören ($\gamma \neq 1$).

Fe, Ti und Mg befinden sich sowohl im Biotit- als auch im Hornblendegitter vorwiegend auf analogen Gitterplätzen (Oktaeder-Koordination, vgl. DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1966) neben Al, Mn

u. a., von denen jedoch keine Analysen vorliegen. Die Konzentrationen (Atomgewichts-%) von Fe, Ti und Mg (Fig. 50) wurden auf die Summen dieser drei Elemente bezogen:

$$X_A^{(A,B,C)M} = \frac{A}{A+B+C}$$

$X_M^{(A,B,C)M}$ wurde auch zur Berechnung der Verteilungskoeffizienten K_D^{Bi-Ho} (Tab.4) nach Gleichung (2) für Fe und Mg, nach (1) für Ti verwendet, was nur angenähert richtig ist. Mittelwerte:

$$K_{D(Fe)}^{Bi-Ho} = 0,91, \sigma = 0,10; \quad K_{D(Mg)}^{Bi-Ho} = 0,92, \sigma = 0,08; \quad K_{D(Ti)}^{Bi-Ho} = 2,9, \sigma = 0,4.$$

Die Verteilungspunkte in Fig. 50 liegen in der Nähe von willkürlich gezeichneten Geraden, deren Steigerungen (etwa 0,97 für Fe, 0,96 für Mg, 2,9 für Ti) angenähert den mittleren Verteilungskoeffizienten nach Gleichung (1) entsprechen.

Als Ursachen für die Streuung kommen neben dem analytischen Fehler der Einfluss anderer Komponenten wie z. B. Al (d. h. nichtideale Lösung), unvollständige Einstellung des Gleichgewichts, Entmischung von Ti als Titanit, Ilmenit und Rutil in Frage, die eventuell vorhandene p-T-Unter-

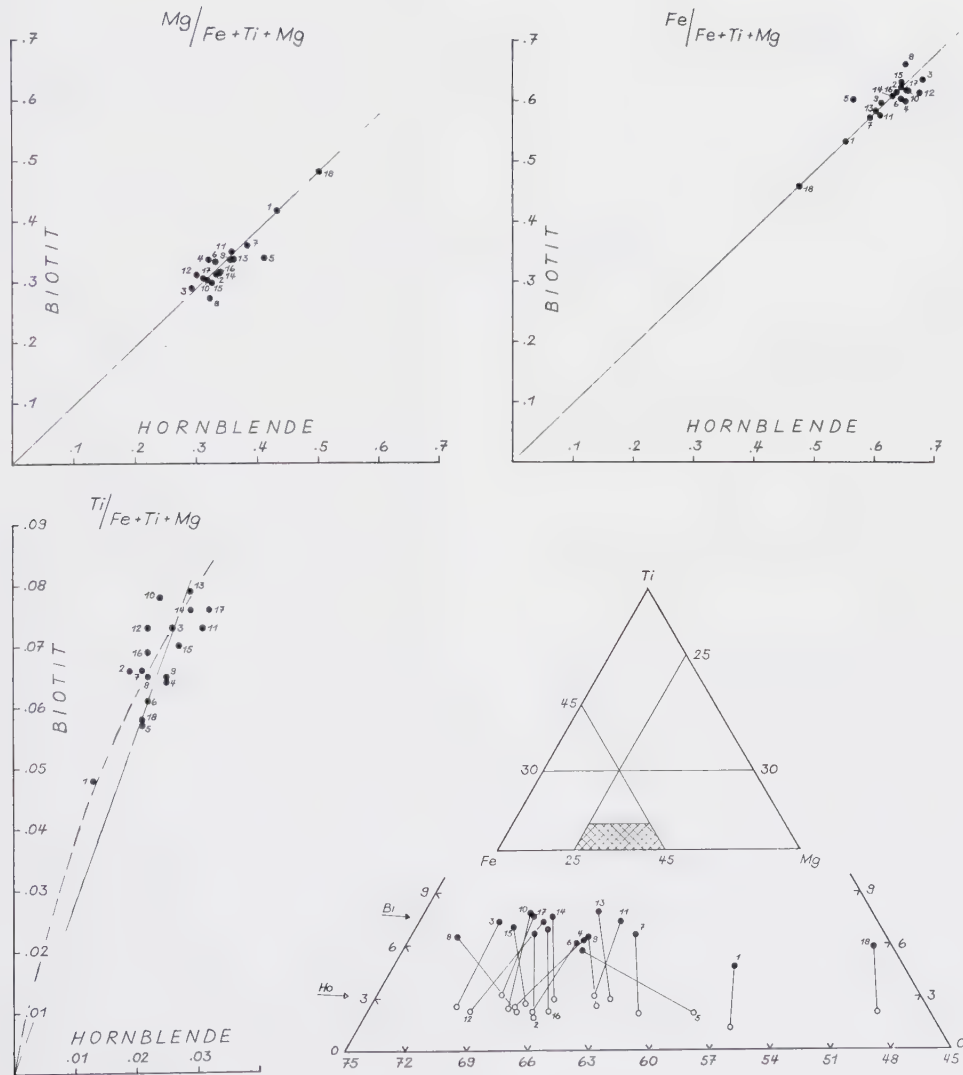


Fig. 50: Verteilung von Fe, Ti, Mg auf Biotit und Hornblende in Amphiboliten (Gew.-%).

schiede verdecken würden. Erz tritt z.T. in mikroskopischen Rissen auf. Das häufige Auftreten von Titanmineralien (Tab. 4, Fig. 48) lässt vermuten, dass genügend Titan für die Sättigung von Biotit und Hornblende zur Verfügung stand.

Die Tendenz zur Anordnung entlang einer glatten Linie weist darauf hin, dass das Gleichgewicht angenähert erreicht wurde und dass die p-T-x-Bedingungen bei der Mineralbildung ähnlich waren. Die Empfindlichkeit der Verteilung und Streuung auf diese Parameter ist allerdings schwer abzuschätzen. Für eine eingehendere Untersuchung müssten vor allem grössere Konzentrationsbereiche erfasst werden und $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, Mn sowie Al, Na, K (besonders der Hornblende, vgl. KRETZ 1960, SAXENA 1968) bestimmt werden. LEAKE (1965, S. 315) betrachtet die Anordnung von Verteilungspunkten entlang einer Linie allein nicht als Beweis für eingestelltes Gleichgewicht, da die Anordnung zufällig sein kann.

Elementverteilungen auf koexistierende Biotite und Hornblende sind u.a. von KRETZ (1959, kanadischer Schild), MOXHAM (1965, kanadischer Schild), SAXENA (1966, norwegische Kaledoniden), BLATTNER (1971, Britisch-Kolumbien) und HOLLANDER (1970, Schweden) untersucht worden. Die mittleren $K_D^{\text{Bi-Ho}}$ -Werte liegen für Mg und Fe stets zwischen 0,9 und 1,0; offenbar ist ihre Empfindlichkeit als Metamorphosegrad-Indikator gering. Die mittleren $K_D^{\text{Bi-Ho}}_{\text{(Ti)}}$ -Werte zeigen eine gewisse Abhängigkeit vom Metamorphosegrad:

Epidot-Amphibolitfazies	MOXHAM 1,3; SAXENA 1,8
Amphibolitfazies	KRETZ 2,0; BLATTNER 2,2; HOLLANDER 2,4; HÄNNY 2,9

Die Korrelation ist möglicherweise nur scheinbar. KRETZ (1960, S. 177) zeigt einen Fall, in welchem die $K_D^{\text{Bi-Ho}}_{\text{(Ti)}}$ -Werte stark zunehmen mit steigendem Al-, Na-, K-Gehalt der Hornblenden; ähnliche Beziehungen diskutiert SAXENA (1968).

2.4.12. Ursprung der Amphibolite

Für die Bildung der Amphibolite kommen folgende Möglichkeiten in Betracht:

1. Isochemische Rekristallisation von
 - a) Sedimenten (Ton-Karbonat-Mischungen),
 - b) basischen Eruptiva (Flows, Sills, Dykes),
 - c) Tuff- und Tuffitlagen,
 - d) tektonischen Einschlüssen von basischem Material aus dem Grenzbereich Kruste-Mantel (z. B. Eklogit)
2. Veränderung der Zusammensetzung von Gesteinen durch metasomatische Zu- und Wegfuhr von Stoffen.

Dass die Amphibolite der Valle Bodengo oft gebändert sind, z. T. im mm- bis m-Bereich mit mesokraten Gneissen wechsellagern und Übergänge zu diesen Gesteinen zeigen, legt den Schluss auf sedimentären oder tuffogenen Ursprung nahe (WILCOX & POLDERVAART 1958, S. 1363; WALKER et al. 1960 S. 150,4).

Die chemische Zusammensetzung der meisten analysierten Amphibolite anderer Regionen würde recht ungewöhnlichen Sedimenten entsprechen (EVANS & LEAKE 1960, ORVILLE 1969), was der grossen Verbreitung der Amphibolite widerspricht. Bänderung und Verband mit «Paragneissen» sind offenbar wenig beweiskräftige Argumente: EVANS & LEAKE (1960) und LEAKE (1964) haben mm- und cm-gebänderte Amphibolite von Connemara (Irland) untersucht, die mit Peliten, Quarziten und Marmoren wechsellagern. Der Variationsbereich von 60 Pauschalanalysen stimmt mit dem Differentiationstrend gut bekannter Serien basischer Eruptiva sehr gut überein, sedimentärer Ursprung erscheint unwahrscheinlich. Das Lagengefüge wird auf «metamorphe Differentiation» zurückgeführt. ORVILLE (1969) hat gezeigt, dass der gleiche Trend im Gesteinschemismus auch durch den variablen Chemismus der Hornblenden (vor allem Mg/Fe) in Plagioklas-Hornblendegesteinen erklärt werden kann. Unter den Bedingungen der Amphibolitfazies können aber in Gegenwart einer frei zirkulierenden

fluiden Phase (H_2O , CO_2) zwischen karbonatreichen und tonigen Lagen Plagioklas–Hornblende-Paragenesen und biotitreiche Partien gebildet werden (VIDALE 1969).

In der Valle Bodengo fehlen Karbonatgesteine – Ausnahmen: Soazza-Zone und Darengo–Borgo-Zug (S. 51, 70). Einzig das häufige Auftreten von mesokraten, feinkörnigen Biotitgneissen zusammen mit den Amphiboliten könnte z. T. nach dem Modell von ORVILLE gedeutet werden. Früher vorhandene Karbonatlagen müssten völlig umgesetzt worden sein.

Die Analogien zwischen einigen der hier beschriebenen Korngefüge und der in anderen Gebieten häufig beobachteten Umwandlungsreihe Eklogit–Amphibolit (S. 59) mögen auf ursprüngliche Eklogite hinweisen, die vereinzelt Beobachtungen erlauben jedoch keine sichere Aussage, ganz abgesehen davon, dass die ursprüngliche Natur eklogitischer Körper in granitoiden Gneissen und Migmatiten keineswegs geklärt ist (gute Übersicht bei CHURCH 1968).

LEAKE (1964, S. 239) betrachtet hohe Cr-, Ni- und Ti-Gehalte zusammen mit niedrigen k-Werten (P. NIGGLI) als gutes Kriterium für «igneous origin», Ti-Reichtum allein – der sich als Ti-Mineralien (Titanit, Rutil, Ilmenit) äussern kann – gibt keinen sicheren Hinweis (WILCOX & POLDERVAART 1958, S. 1352; EVANS & LEAKE 1960, Fig. 10). Noch wenig bekannt ist auch, wie sich die erwähnten Elemente bei einer «metamorphen Differentiation» – z. B. nach dem Modell von ORVILLE – verhalten. BRUGGMANN (1965, S. 98) nimmt für alle Amphibolite des SE Misox auf Grund des Titanitreichtums magmatischen Ursprung an.

WIELAND (1966, S. 264) findet in den Amphiboliten der Valle Isorno, dass hohe Titanitgehalte stets niedrigen Quarzgehalten entsprechen und umgekehrt, was er zur Unterscheidung von Ortho- und Para-Amphiboliten heranzieht. Eine ähnliche Wechselbeziehung ist in den Amphiboliten der Valle Bodengo (Fig. 48) nicht zu erkennen.

Ohne eine grössere Anzahl chemischer Analysen ist eine direkte Aussage über die Genese der Amphibolite kaum möglich. Auch die Untersuchung der Zirkonmorphologie könnte hier weiterführen.

Die *zeitlich-geologische* Stellung der Amphibolite innerhalb des Adula-Kristallins wurde sehr verschieden beurteilt. In früheren Publikationen wurden folgende grundsätzliche Hypothesen erhoben, wobei manche Bearbeiter mehrere davon erwähnen.

1. *alpin*: metasomatisch umgewandelte Glimmerschiefer um den Zervreila-Gneisskörper («basische Front», MÜLLER 1958)
2. *posttriadisch*: Ophiolithe des initialen alpinen Magmatismus mit stratigraphischem Leitwert (Extrusionen, Tuffe, Intrusionen in Sedimente)
3. *posttriadisch*: Ophiolithintrusionen in prätriadische Serien, z. T. entlang alpiner Störungsflächen; ohne stratigraphischen Leitwert
4. *Perm–Trias*: Sedimente oder basische Effusiva in stratigraphischem Verband mit sicherer Trias
5. *prätriadisch*: Sedimente
6. *prätriadisch*: (z. T. herzynisch oder präherzynisch) basische Intrusionen, auch Extrusionen und Tuffe

(ALB. HEIM 1891, S. 352; ROTHAAAN 1919, S. 32/33; ALB. HEIM 1922, S. 482; JENNY, FRISCH-KNECHT & KOPP 1923, S. 36, 83, 103; KÜNDIG 1926, S. 38, 52; MÜLLER 1958, S. 462/463; VAN DER PLAS 1959, S. 437, 564–566; BRUGGMANN 1965, S. 99, 125; EGLI 1966, S. 75–78; WEBER 1966, S. 53–54).

Die Gültigkeit von 2. und 4. hängen davon ab, ob man eine Unterteilung des Adula-Kristallins in durch mesozoische Sedimente getrennte Teildecken annimmt. Im S-Teil der Adula fehlen unabhängige Hinweise darauf. EGLI (1966, S. 133–137) hält eine Teillappentektonik auch im frontalen Teil für ungewiss. Nur bei den Amphiboliten, Ultramafiten und Karbonatgesteinen des Darengo–Borgo-Zugs (2.5.1.) und vielleicht der Soazza-Zone (2.3.1.1., 2.4.9.), die sich über grössere Distanz verfolgen lassen, ist eine Analogie zu möglicherweise mesozoischen Zonen (z. B. Misoxer Zone, Gadriol-Zug; GANSSER 1937) vorhanden; BLATTNER (1965, S. 999) nimmt mesozoisches Alter an. Für die übrigen Ultrabasilins ist diese Deutung noch fraglicher.

2.5. Ultramafische Gesteine

Ultramafische Gesteine treten im Untersuchungsgebiet nur sporadisch und stets in Form linsenförmiger Körper (m. 10 m) mit typischer, graubrauner Anwitterungsfarbe auf. Die Linsen liegen konkordant im Nebengestein.

2.5.1. Darengo-Borgo-Zug

N des Lago di Darengo liegt in den homogenen granitoiden Biotitgneissen (2.1.4.) des Darengo-Kars eine ca. 30 m mächtige Linse amphibolitischer Gesteine, in denen eine 50 cm breite Lage von Kalksilikatmarmor auftritt (RH 24, 73, s. S. 79; W-Rand einer ausgeprägten Rinne mit Wegspur, ca. 1900 m). Die Amphibolite streichen mit Unterbrüchen gegen SE. ENE von Avert di Darengo bilden Amphibolite zusammen mit ultramafischen Gesteinen einen ca. 100 m langen, zylindrischen Körper, dessen Achse steil gegen SW einfällt. Ca. 300 m weiter E ist in den Amphiboliten eine Marmorlinse (RH 88) eingelagert, die ca. 10 × 30 m gross und nach den gleichen steilen Achsen intensiv mit Amphibolit verfaltet ist (Maximum in Diagramm 8C, Tafel IV). Darüber liegt eine ca. 4 m mächtige ultramafische Lage (RH 90). In der östlichen Fortsetzung folgt in der Rinne am nördlichen Talhang zwischen A. Darengo und Pianezza eine Marmor(PB 1623)–Amphibolitlinse, die BLATTNER (1965, Tafel I, S. 999, 1018) beschreibt. Mafische und ultramafische Linsen am N-Hang der Valle di Darengo markieren den Zug bis zum Ultramafitkörper von Borgo.

BRUGGMANN (1965, Tafel 1, 2 und S. 26) fand eine Reihe von Amphibolitlinsen, die er als Leithorizont von der hinteren Val Cama gegen SE in die Scharte 50 m ENE des Sasso Bodengo* (vgl. S. 10) verfolgen konnte. Dieser Horizont verschwindet noch vor dem Grat, welcher die Kare von Notaro und Darengo trennt, in den granitoiden Biotitgneissen. Die Marmor–Amphibolitlinse N von Darengo liegt ungefähr in der konstruierten Fortsetzung (d. h. 100–150 m zu weit südlich). Es ist möglich, dass der Darengo–Borgo-Zug hier in die Val Cama hinüberzieht (vgl. 2.5.2.), doch bleibt der Zusammenhang unsicher. Die steilen Faltenachsen im Gebiet von Darengo und Cavrig und der Verlauf der lithologischen Einheiten in der hinteren Valle Darengo (Tafel I sowie BLATTNER 1965, Tafel I; besonders aber die Kartierung von FUMASOLI, im Druck) lassen auch an die Möglichkeit denken, dass die ESE–WNW-streichende Stoffgrenze zwischen den granitoiden Gneissen von Lago di Darengo–A. Cavrig–A. Ledù und der im S anschliessenden, mesokraten Serie, in welcher der Darengo–Borgo-Zug liegt, am Lago di Darengo mit steil WNW-fallender Achse gegen SE umbiegt und mit weiteren Schlingen zusammenhängt, die FUMASOLI im S gefunden hat.

Im Handstück (RH 90) markieren mm-grosse, hellgraue Enstatitlinsen und grünlich-graue Olivinlinsen in einer schwarzen, dichten Serpentingrundmasse eine Planartextur.

2.5.2. Avert del Notaro

In der Steilstufe unter dem Karboden S von Avert del Notaro liegen innerhalb einer melanosomreichen Zone zwei ultramafische Linsen (10 × 6 m), die sich im Streichen ablösen (Fig. 51). Sie bestehen zum grössten Teil aus einem dunklen, im Handstück oft grobkörnig-brektionartigen Gestein. Schwarze, dichte Fragmente von Olivinfels schwimmen in hellgrauer, silbriger Matrix von Talk, der auch cm-lange Pseudomorphosen nach einem strahlig-leistenförmigen Mineral (Anthophyllit?) bildet.

Innerhalb des Ultramafitkörpers treten unregelmässig-begrenzte Einschlüsse von beige-grünlichem, feinschuppigem Aktinolith sowie Klinochlor–Biotit-Schlieren und -Lagen auf. Mono- und bi-mineralische cm- und dm-Lagen umhüllen oft die Linsen:

- Aktinolith (fein-nematoblastisch bis mm-, cm-stengelig).
- Aktinolith, Biotit.

- Anthophyllit (sperrig-nematoblastisch), RH 2252b,
- Anthophyllit, Klinochlor,
- Klinochlor, Biotit.

Die Abfolge dieser Lagen ist unterschiedlich.

Die westliche Linse wird von einem regelmässigen System von cm-Adern aus beigem, asbestartigem Material durchzogen – mit scharfen Kontakten zum ultramafischen Nebengestein. Die Adern entsprechen einem 50–60° gegen W fallenden Kluftsystem, was ungefähr der *ac*-Lage zur *L*₁-Linearen (Tafel IV) entspricht. Detailliertere Beschreibung des Adermaterials s. S. 75.



Fig. 51: Ultramafititlinsen S von Avert del Notaro, von E (etwas schematisch). 1 = Biotit; 2 = Anthophyllit, Klinochlor; 3 = Anthophyllit; 4 = Aktinolith; 5 = Talk-Serpentin-Klinochlor-Anthophyllit-Olivinfels (z.B. RH 2191); 6 = Aktinolith, Klinochlor und Biotit; 7 = leukokrater, mittelkörniger Biotitgneiss; 8 = ebenso, mit Hornblende; 9 = feinkörniger Biotitamphibolit; P = Pegmatit.

1–4 und 6 sind zu mächtig gezeichnet (je ca. 10–40 cm in Wirklichkeit).

500–600 m gegen WNW – ziemlich genau im Streichen – liegen auf der Cama-Seite des Grenzgrates (Uria) zwei weitere Ultramafitlinsen mit ausgeprägter Zonarstruktur (BRUGGMANN 1965, S. 80–85; auf seiner Tafel 1 als Amphibolit eingetragen). Nach BRUGGMANN (S. 26) können die begleitenden Amphibolite und Paragneisse als Gesteinszug gegen NW verfolgt werden. Oberhalb A. di Lumegn scheinen sie parallel einer Umbiegung («Synklinale von Uria», BRUGGMANN, S. 17 und Tafel 2) in den auf S. 70 dieser Arbeit erwähnten Amphibolit-Paragneiss-Zug zu ziehen, der eventuell die NW Fortsetzung des Darengo-Borgo-Zugs darstellt.

In der Valle Bodengo wurde keine entsprechende Umbiegung beobachtet: Die mesoskopischen Faltenachsen liegen subhorizontal (vgl. Tafel III). Die melanosomreichen Gesteine S Avert del Notaro ziehen über den hintersten Kessel von Corte Prima und bilden die steil nach S fallende, schiefrige Serie der Cavregasco-SW- und -S-Flanke (vgl. S. 10). Auf ca. 2100 m NE von A. Cavig sup. wurde

eine kleine zerbrochene Peridotitlinse beobachtet, die in der Fortsetzung dieses Gesteinszuges liegt, welcher hier allerdings nicht mehr deutlich abzugrenzen ist (BLATTNER 1965 zieht die Grenze zu den im S anschliessenden «granitoiden Adergneissen» am Grat nordwestlich von Cavrig ca. 300 m weiter im SW durch, als auf Tafel I angegeben ist).

2.5.3. Bergsturznische westlich von Corte Seconda

Eine Zone mit Bändergneissen, Schiefern und Amphiboliten zieht vom Cressim-Kar über die Scharte N des Cressim-Gipfels und weiter in SSE-Richtung zum Talgrund bei Corte Seconda. An der Abrisswand des Bergsturzes ist die wechselvolle, stark migmatitische Serie gut aufgeschlossen. Ein unregelmässig-linsenförmiger Ultramafitkörper (ca. 25×8 m) ist hier konkordant eingelagert. Das klein- bis mittelkörnige Gestein ist im Handstück inhomogen: Grünlich-gelbe, mm-grosse Olivinlinsen markieren eine Planartextur und sind umgeben von einem dunklen Serpentin-Netzwerk, das von hellgrau-silbrigen, kleinen Talkfetzen und -rissfüllungen durchsetzt ist. Als linsenförmige Einschlüsse und randlich tritt Biotit-Aktinolithfels (sperriges Gefüge, graubrauner Biotit) und ein sperrig-nematoblastisches Aggregat von hellgrünem Aktinolith und beigem Anthophyllit auf.

Auf der E Talseite wechsellagern Bändergneisse und Amphibolite mit granitoiden Gneissen. Der Cressim-Zug ist in dieser 300–400 m breiten Serie, die zum Pso. della Porta hinauf zieht, nicht mehr abzugrenzen.

Auf Blatt Chiavenna (1941) (Carta geologica d'Italia 1:100000) ist NW von Corte Seconda eine Amphibolitlinse eingetragen.

2.5.4. Forcellina di Strem

Mehrere konkordante Ultramafitlinsen (Länge 5–20 m) liegen unmittelbar S der Forcellina di Strem in einer Bändergneiss-Amphibolit-Zone. Die typisch lederfarben anwitternden, massigen Ge-

Tabelle 6: *Mineralparagenesen der Ultramafitite*

Handstück	Lokalität	Olivin	Orthopyroxen	Aktinolith-Grammatit	Anthophyllit	Klinochlor	Serpentin	Erz	Talk, blättrig	Talk, feinschuppig	Magnetit
PB 1005 1022 1655 1683	N-Hang Valle di Darengo	XX	X	X		X	XX	v			
RH 90	E Avert di Darengo	XX	XX	X		XX	XX	X		X	
RH 2191	S Avert del Notaro	XX			X	XX	X	X	XX	XX	
HB 156	Uria	XX	v				XX	X	X	XX	v
HB 164	Uria	XX	X		X		v	X	X	XX	
HB 157	Uria	X	X	v?	X		v	v	XX	XX	
RH 2044	WNW Corte Seconda	XX	X			X	XX	X	X	XX	
RH 284	Forcellina di Strem	XX			X		XX	X	X	X	X
WM 401	SE A. Motta	XX		XX		XX		v			

XX > ca. 10 % X < ca. 10 % v < ca. 1 %

PB = BLATTNER (1965, S. 1017) HB = BRUGGMANN (1965, S. 80, 81) WM = W. MARTIN (s. S. 4)

steine, die beim Anschlagen klingen, sind manchen Äplern der Gegend aufgefallen. Die Linsen liegen nicht im gleichen Schichtniveau, sondern sind auf eine 50–100 m mächtige Zone verteilt.

Im Handstück erkennt man in einer schwarzen, dichten Serpentinegrundmasse grünlichgraue Nadeln (Anthophyllit?, z. T. in Talk umgewandelt), graugrünliche Olivinfetzen und silbrig-glänzende Talkblättchen.

Das Ultramafitit-Vorkommen wird zuerst von BELLIN (1929, S.21) erwähnt. Auf Blatt Chiavenna (Carta geologica d'Italia 1:100000) werden «Anfiboliti» angegeben. Die begleitenden Bändergneise keilen in der Wand des P. della Piazza gegenüber A. Guandaiole in granitoiden Biotitgneissen aus. BELLIN gibt keine Fortsetzung auf der Misoxer Seite an.

2.5.5. Mikroskopische Beobachtungen

Serpentin

0,01–0,2 mm breite, farblose Adern bilden ein Netzwerk um polygonale bis linsige Olivinrelikte (Korngrösse: 0,01–0,3 mm), die auch völlig zu Serpentin umgewandelt sein können (Maschenstruktur, Fig. 52). Die meist parallelfaserige Internstruktur des Serpentin der Adern steht steil bis senkrecht zur Aderwand, wobei X' parallel zur Faserrichtung liegt (Chrysotil-X; TRÖGER 1967, S.622). Die Adern sind meist parallel der Längsrichtung durch eine feine, opake Erzschnur zweigeteilt, wodurch die Maschenstruktur akzentuiert wird. Erz ist oft auch unregelmässig verteilt. Typische Zentralfelder der Maschenstruktur sind nur selten zu beobachten. Sie zeigen ebenfalls parallelfaserige Innenstruktur (Chrysotil-X). Meistens jedoch sind noch Olivinrelikte vorhanden, oder die Serpentinadern grenzen direkt aneinander. Serpentin mit Z' parallel zur Faserrichtung (Chrysotil-Z) wurde hier und da in geringer Menge innerhalb des Chrysotil-X beobachtet.

Nach FRANCIS (1956, S.210) lassen sich die beiden optischen Chrysotilmodifikationen durch verschiedenen optischen Charakter der antigoritähnlichen Plättchen erklären, aus denen sich Chrysotil durch Aufrollung um ihre kristallographische a-Achse (= Y) ableiten lässt. Betrachtet man unter dem Mikroskop Chrysotil, dessen Faserrichtung – und damit die Längsachsen der Röllchen (= Y) – in der Ebene der Schwingungsrichtungen der Polarisatoren liegt, so beobachtet man senkrecht zu Y eine Schwingungsrichtung, deren Brechungsindex einem Mittel von X und Z entspricht. Bei optisch positivem Charakter ist dieses n grösser als Y (Chrysotil-X), bei optisch negativem Charakter kleiner als Y (Chrysotil-Z).

Serpentin ersetzt Orthopyroxen randlich und parallel zu Spaltrissen («Bastit»-Pseudomorphosen) und weist eine unregelmässig-lamellare Struktur parallel zur Pyroxenspaltbarkeit auf. Eine deutliche Faserstruktur ist nicht zu erkennen. Im Schliff erscheint der Bastit-Serpentin leicht gelblich. An einigen Stellen durchdringen Querfaseradern des umgebenden Maschenserpentins den Bastit-Serpentin, welcher also älter wäre. Jedoch fehlen genügend Beobachtungen.

Das Serpentinmaschenwerk mit den Olivin- und Orthopyroxenrelikten markiert oft eine mehr oder weniger deutliche Paralleltexur.

Röntgen-Pulveraufnahmen ergaben in allen Fällen eine Mischung von Lizardit und Klinochrysotil (nach WHITTAKER & ZUSSMAN 1956, FAUST & FAHEY 1962, PETERS 1963). Eine Abschätzung der Mengenverhältnisse von Lizardit und Chrysotil aus den relativen Intensitäten der Reflexe ist wegen zu erwartender Orientierungseffekte nicht möglich. Die typischen Reflexe für Lizardit erscheinen etwas stärker als diejenigen für Klinochrysotil.

Verschiedene Forscher finden Lizardit vor allem als Umwandlungsprodukt aus Pyroxen (FAUST & FAHEY 1962, PETERS 1963, PAGE 1967) oder auch als Inneres der Maschen (PETERS 1963, Fig.34), während Chrysotil die «cross-fiber-veins» bildet. Im mikroskopischen Bild meiner Proben scheint eine solche Aufteilung möglich, konnte jedoch wegen der geringen Grösse der Pyroxen-Pseudomorphosen röntgenographisch nicht nachgewiesen werden.

Die typischen Antigoritreflexe traten nie auf, auch nicht in Proben der Ultramafititlinse von Uria (Tab.6, HB 156), wo BRUGGMANN (1965, S.80) den Serpentin als Antigorit beschreibt. Nach BLATTNER (1965, S.1017) ist Antigorit die Serpentinvarietät der Ultrabasilins des Darengo-Borgo-Zuges, was nach meinen röntgenographischen Resultaten von benachbarten Proben (z. B. RH 90) fraglich ist.

Olivin

Farblose, 0,05–0,2 mm grosse Olivinkörner liegen meist in den Maschen des Serpentinegefüges und haben isometrische bis linsenförmige, seltener leistenförmige Gestalt. Sie zeichnen oft eine mehr oder weniger deutliche Paralleltexur. Benachbarte, durch Querfaseradern getrennte Körner zeigen oft gleiche optische Orientierung und geben sich dadurch als früher einheitliche Grosskörner zu erkennen (bis 6 mm). Dieses ursprüngliche Gefüge scheint z. T. ziemlich ungleichkörnig gewesen zu sein, soweit die jetzt beobachtbaren Körner während der Deformation nicht gegeneinander verstellt worden sind. Spaltrisse in den Olivinkörnern treten in den serpentinreichen Proben kaum auf. Olivinreiche Gesteine mit nur sporadischer Serpentinisierung sind selten (RH 2191, WM 401). Die Olivine können zerbrochen sein; auf den Rissen findet sich opakes, feines Material (wohl Erz). Direkt in Talk schwimmende Olivinrelikte können skelettförmig und stark von Erz durchsetzt sein (RH 2191).

2V liegt durchwegs in der Nähe von 90° . U-Tisch-Messungen an einer Probe (RH 90) ergaben $2V_Z = 83,83$, was einer Zusammensetzung von $Fe_{0,100}Fe_0$ entspricht (DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1966).

Die ursprünglichen Gefügeverhältnisse zwischen Olivin/Olivin, Olivin/Pyroxen sind – wo noch erkennbar – einfach-granoblastischer Natur. Häufig sind Olivinkörner in Orthopyroxen eingeschlossen. Daraus eine Kristallisationsfolge abzuleiten (BRUGGMANN 1965, S.82) scheint mir fraglich, da die intensive Auflösung der früheren Olivinkörner durch den Serpentin umgekehrte Einschlussverhältnisse gar nicht erkennen lässt. Es könnte sich ohne weiteres um ein einfach-verzahntes Gefüge handeln.

Orthopyroxen

Pyroxen tritt – wo vorhanden – in deutlich geringerer Menge auf als Olivin. Er ist farblos, zeigt niedrige Doppelbrechung und gerade Auslöschung (U-Tisch RH 90 $c \wedge Z$ 4 und 8°); der Achsenwinkel liegt um 90° (U-Tisch RH 90 $2V_Z = 80,80$; d.h. $En_{95}Fs_5$ nach DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1966).

Länglich-prismatische Körner (bis 1,8 mm) wiegen vor und zeichnen eine Paralleltexur (vgl. Olivin), wobei meist eine gute Spaltbarkeit [in einzelnen Fällen als (010) bestimmt, wohl auch (210)] parallel zur Längsrichtung auftritt, entlang welcher die Serpentinisierung stattgefunden hat.

Feinschuppiger Talk ersetzt vom Rand aus und auf Rissen Pyroxen (und Bastit) und ist oft selektiv an dieses Mineral gebunden (Fig. 52). Talkadern zeigen manchmal eine Zweiteilung durch einen feinen, optisch anders orientierten Zentralsaum, der auch aus höher lichtbrechendem Material (Pyroxen?) bestehen kann.



Fig. 52: Ultramafitit (RH 90), Avert di Darengo. Rechts oben Serpentin-Maschenwerk mit Olivinrelikten links davon Klinochlorpakete, unten im Bild zwei Orthopyroxenkörner, beide an der linken Seite in Serpentin (unterschiedliche Auslöschung!) umgewandelt (Bastit). Feinschuppiger Talk durchadert vor allem Orthopyroxen und Bastit.

Grammatit-Aktinolith

Ein farbloser Amphibol in isometrischer bis leistenartiger Form (0,1 bis einige mm) in einfach-granoblastischem Kornverband mit Orthopyroxen und Olivin ergibt auf dem U-Tisch (RH 90) $c \wedge Z = 13,17$ und $2V_X = 88,89$. Es scheint sich um Grammatit zu handeln.

In den zonaren Randsäumen der Ultramafititlinsen ist ein grasgrüner, fein-nematoblastischer bis mm-, cm-stengeliger Amphibol häufig – monomineralisch oder zusammen mit Biotit. Im Dünnschliff erscheint er farblos. $c \wedge Z$ (RH 2192, Körnerpräparat) = 19° . Röntgen-Pulveraufnahmen sind mit Grammatit und Aktinolith (ASTM 13-437, 7-336) identisch.

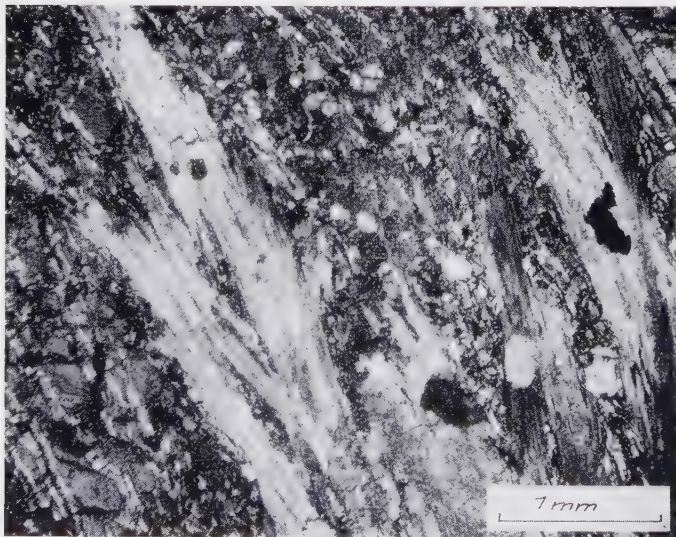


Fig. 53: Ultramafitit (RH 284), Forcellina di Strem. Mehrere Millimeter lange Leisten von Anthophyllit, z. T. pseudomorph in feinen Talk umgewandelt (kaum erkennbar), liegen in Serpentin-Olivin-Maschenwerk. Paralleltexur. Einfach-rundliche Karbonatkörner (Magnesit?) von ca. 0,3 und 1,4 mm Durchmesser (rechts unten) durchdringen die Leisten.

Photo M. Zuber.

Anthophyllit

0,4–3,6 mm lange Leisten (Fig. 53) bestehen aus einem Aggregat parallellaufender Nadeln und Fasern und fransen an der Schmalseite aus. Interferenzfarben der 2. Ordnung. Positive Elongation. Gerade Auslöschung (was bei feinen Lamellen auch ein Summeneffekt sein könnte; RABBITT 1948, S. 308).

Röntgen-Pulveraufnahmen von (optisch) weitgehend monomineralischen Probenbereichen ergeben gute Übereinstimmung mit Anthophyllit (ASTM 9–455); genaue Daten s. 2.5.6., RH 2252b. Brechungsindex (RH 2252b) $n_z = 1,635$, was nach DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1966, S. 157) etwa einer idealisierten Zusammensetzung $(0,87 \text{ Mg}, 0,13 \text{ Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ entspricht.

Asbestadern (Avert del Notaro)

Das Asbestmaterial (S. 71) ist verschiedenartig ausgebildet:

1. Ca. 1 cm lange Faserbündel liegen in sperrig-unregelmäßiger Anordnung (RH 2194b). Diese Varietät bildet schmalere Adern sowie «Salbänder» einzelner breiter Adern.
2. Parallelfaseriger, recht harter Querfaserasbest tritt im Zentrum einzelner breiter Adern auf (RH 2194a).

RH 2194b: Sperriges, nematoblastisches Gefüge von 0,1 bis mehreren mm langen, parallel-feinfaserigen Büscheln (beige-schmutzige Farbe) und nadeligen, z.T. fächerförmigen Bündeln (farblos), welche dem oben beschriebenen Anthophyllit zu entsprechen scheinen. Buchtige Talkblättchen durchbrechen manchmal dieses Gefüge, in dem auch einzelne Erzkörner (bis 0,6 mm) sowie bräunlich-graue Körner höherer Lichtbrechung (bis 0,6 mm, sehr feinkörniges Aggregat) eingelagert sind.

Röntgen-Pulveraufnahmen (Fig. 54) ergeben gute Übereinstimmung mit Anthophyllit. Genaue Daten s. 2.5.6.

Die Lichtbrechung $n_z = 1,640$ entspricht etwa einer idealisierten Zusammensetzung von $(0,83 \text{ Mg}, 0,17 \text{ Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ nach DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1966, S. 157).

RH 2194a: Beige-bräunliches Gefüge von feinen, parallelen Fasern (mm-Länge); stellenweise kürzere Faserleisten sperrig dazu. Spärlich Einschlüsse ($< 5\%$; mehr oder weniger isometrisch, bis 0,3 mm):

- rundliche Umrisse, farblos, n ähnlich Anthophyllit, von unregelmässigen Rissen durchsetzt,
- eckige Umrisse, gelblich, ausgeprägte Spaltbarkeit, gerade Auslöschung,
- Erz.

Röntgen-Pulveraufnahmen von verschiedenen Stellen des Handstücks ergeben identische Linienmuster. Die Reflexe scheinen deshalb dem Asbestmaterial ohne Einfluss der unregelmässig verteilten Einschlüsse zu entsprechen. Fig. 54 und Tab. 7 zeigen den deutlichen Unterschied zu 2194b. Ohne Zweifel handelt es sich ebenfalls um Amphibol-Asbest (starke Reflexe um 8,3 und 9,1 Å). Die relative Lage der 4 stärksten Linien in dem für die Diagnose besonders charakteristischen Bereich von $d = 3,1$ bis 2,6 Å (NIGGLI & TOBI 1953) ist dem Linienmuster der Cumingtonitgruppe recht ähnlich, allerdings sind diese Linien gegenüber den von VISWANATHAN & GHOSE (1965) für Fe-reiche und Fe-arme Cumingtonite angegebenen Lagen etwas nach tieferen d-Werten verschoben.

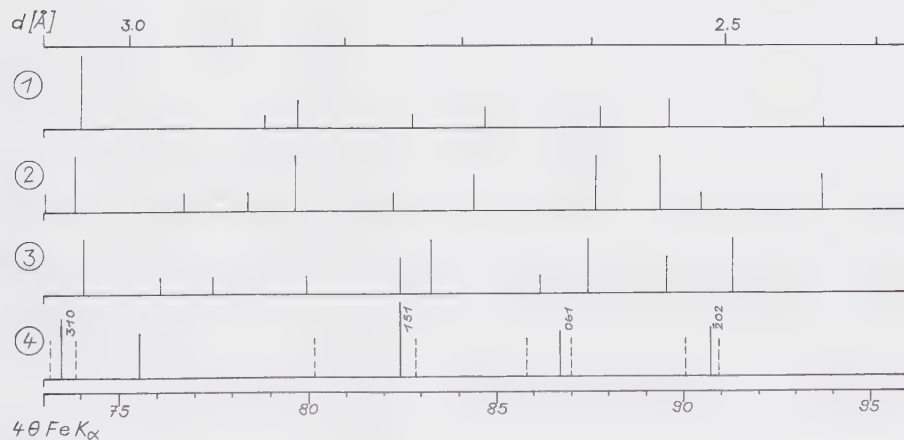


Fig. 54: Strichdiagramme (Ausschnitte) von Asbestadern (Avert del Notaro) und Vergleichsdaten.

- ① ASTM 9–455: Anthophyllit, Georgia, USA.
- ② RH 2194b: sperrig-faserig (Tab. 7).
- ③ RH 2194a: parallel-faserig (Tab. 7).
- ④ ASTM 7–382: Cumingtonit, Holland (erratischer Block).

Indizes nach VISWANATHAN & GHOSE (1965), ebenso die Verschiebung der indizierten Reflexe für $\text{Mg}^{2+}/\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}$ (Atom-%) = 0,622 (tiefere d-Werte) und 0,0197 (höhere d-Werte).

Intensitäten proportional zur Strichhöhe, bei 2 und 3 nur drei Stufen.

Klinochlor

0,1–3,3 mm lange Plättchen bis Fetzen; gut idiomorph nach (001), z. B. am Kontakt zu Olivin-Serpentin und Anthophyllit. Farblos bis schwach grünlich, Elongation negativ, optischer Charakter zweiachsig-positiv, beige-braune Interferenzfarben. Nach der Gliederung von ALBEE (1962; in TRÖGER 1967, S. 569) handelt es sich um einen Mg-Fe-Chlorit.

In RH 2191 tritt der Klinochlor in mosaikartigen Partien von 0,05–0,2 mm grossen, isometrischen Paketen verschiedener Orientierung auf mit parallelen Auslöschungslamellen [Zwillingslamellen parallel (001)].

Röntgen-Pulveraufnahmen ergeben eine gute Übereinstimmung mit dem Strukturtyp IIb von BROWN & BAILEY (1962; in TRÖGER 1967, S. 570).

Talk

Durchdringt in sehr feinschuppiger Ausbildung flechtenartig Olivin-Serpentin, Pyroxen und Anthophyllit. Manchmal (RH 90) ist nur Pyroxen in Umwandlung begriffen (Pseudomorphosen), während Olivin und Serpentin kaum betroffen werden. Weiter können Pseudomorphosen von Talk nach einem stengeligem, bis cm-langen Mineral auftreten (RH 2191, 284, Fig. 53, Anthophyllit?), die oft im Handstück sichtbar sind. In der feinschuppigen Grundmasse und getrennt davon treten Partien mit größerem (bis 3,0 mm) blättrigem bis fetzenförmigem Talk auf, oft mit idiomorphem (001), manchmal leicht gebogen.

Zwischen feinschuppigem und blättrigem Talk finden sich alle Übergänge; klare Indizien für eine relative Altersfolge fehlen. BRUGGMANN (1965, S. 75–76) nimmt Sammelkristallisation von feinschuppigem Talk an.

Erz

Das opake Material der ultramafischen Gesteine – feine Adern und grössere Körner, meist im Verband mit Maschen-serpentin, Klinochlor und Olivin – erscheint im Dünnschliff einheitlich. Anschliffe wurden keine untersucht. Röntgen-Pulveraufnahmen des Serpentin zeigen häufig mehr oder weniger deutlich die typischen Reflexe für Magnetit (ASTM 11–614). Das Gefüge lässt z. T. auf Bildung von Erz während der Serpentinisierung schliessen.

Karbonat (Magnesit?)

Tritt selten auf. Eckige bis rundliche Formen, Korngrösse 0,3–1,5 mm, scharfe Begrenzung, nur z. T. mit Zwillingslamellen. Durchdringt Anthophyllitleiten (Fig. 53).

2.5.6. Röntgendaten

Von drei Amphibolproben (RH 2252b, 2194b, 2194a) des Ultramafitkörpers S von Avert del Notaro (2.5.2.) wurden Röntgenaufnahmen mit einer AEG-Guinier-Pulverkamera (nach JAGODZINSKI) mit monochromatischer $\text{FeK}\alpha_1$ -Strahlung (24 h Belichtungszeit) gemacht. Silizium wurde als interner Standard verwendet ($a_0 = 5,43054 \text{ \AA}$). Die d-Werte sind in Tab. 7 aufgeführt, die Intensitäten wurden aus den Filmen grob abgeschätzt. Die Schärfe der Reflexe ist beim gut kristallinen Material von RH 2252b bedeutend besser als bei den beiden feinfaserigen Proben.

Für die Berechnung der Gitterkonstanten wurde von der Diagnose aus DE-WOLFF-Aufnahmen ausgegangen (Anthophyllit: RH 2252b, 2194b). Durch Vergleich mit den besten erreichbaren Anthophyllitdaten (ASTM 9–455 nach BEATTY 1950; GREENWOOD 1963) wurden drei eindeutige Reflexe indiziert (200, 210, 111) und ungefähre Gitterkonstanten ermittelt. Die Verfeinerung erfolgte mit dem modifizierten Rechenprogramm von BURNHAM (1963) im Rechenzentrum der ETH (CDC 1604-A), unter Annahme orthorhombischer Symmetrie (Raumgruppe Pnma, WARREN & MODELL 1930).

Die Gitterkonstanten sind in Tabelle 7 aufgeführt. Die daraus gerechneten d-Werte wurden mit den gemessenen d-Werten verglichen und diesen in eindeutigen Fällen Indizes zugeordnet. Eine Anzahl Reflexe lassen sich nicht indizieren. Entweder handelt es sich dabei um eine oder mehrere zusätzliche Phasen, oder aber alle Reflexe gehören zu einer niedriger symmetrischen Phase (monokliner Amphibol), was bei dem geringen Fehler der Gitterkonstanten für die 37 (RH 2252b) zur Berechnung verwendeten Reflexe unwahrscheinlich erscheint.

2.5.7. Zur Entstehung der Ultramafite

Zusammenfassend kann man aus dem Mineralgefüge folgende schematische Abfolge der Mineralbildung ablesen:

1. *Kristallisation von Forsterit, Enstatit, Anthophyllit, Aktinolith–Grammatit und Klinochlor. Bildung der zonaren Säume um die Ultramafitlinsen.* In den untersuchten Dünnschliffen ist der ur-

Tabelle 7: Röntgen-Pulverdaten von Amphibol der Ultramafitkörper S Avert del Notaro

[illegible]

hkl* = Indizes und 2θ für Gitterkonstanten-Verfeinerung verwendet.

Intensitäten: s = stark, m = deutlich, w = schwach, v = sehr schwach, d = breit, diffus

spröngliche Verband durch die Umwandlung zu Serpentin und Talk nur selten erkennbar, dann jedoch als einfach-granoblastisches Gefüge. TROMMSDORFF & EVANS (1969) haben im Ultramafititkörper von Promegn (Val Cama) Chlorit–Enstatit–Forsterit-Gefüge gefunden, die kaum durch Serpentin- und Talkbildung entstellt sind und als regelmässiges Mosaik mit deutlicher Paralleltexur entwickelt sind, welche durch die Orientierung der (001)-Flächen der Chlorite und der *c*-Achsen der Enstatite zustande kommt und mit dem Parallelgefüge der umliegenden Gesteine übereinstimmt. Der Chemismus von Olivin (Fa 4,5) und Pyroxen (Fs 4,8) weist auf metamorphe Rekristallisation hin (eines ursprünglich magmatischen Harzburgits).

Die minimalen Bildungstemperaturen von Enstatit im System $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ (GREENWOOD 1967) hängen von der Zusammensetzung der Gasphase ab: ca. 560 °C für einen Molenbruch $x_{\text{CO}_2} = 0,98$ –1,0, ca. 700 °C für $x_{\text{CO}_2} = 0$ (Gasdruck $p_f = 2$ kb, für höhere Drucke erhöhen sich diese Temperaturen nur wenig, d.h. weniger als 10 °C bis 4 kb). Ich nehme an, dass im S-Teil des Arbeitsgebietes minimale Temperaturen und Drucke von 660 °C und 4 kb erreicht wurden (S. 80). Bei dieser Temperatur müsste $x_{\text{CO}_2} > 0,68$ gewesen sein für die Enstatitbildung; bei 700 °C genügt auch reines H_2O – eine Temperatur, die bei etwas höherem Druck (um 5 kb) in der Valle Bodengo möglich erscheint (Fig. 55). Die Annahme einer H_2O -reichen Gasphase wäre mit dem Fehlen von begleitenden Karbonatgesteinen (als CO_2 -Quelle) – z. B. auf Uria und WNW von Corte Seconda – in Übereinstimmung (vgl. aber TROMMSDORFF & EVANS 1969).

Mg-Anthophyllit hat bei einem $p_{\text{H}_2\text{O}}$ von 4 kb einen Stabilitätsbereich von etwa 680–780 °C (GREENWOOD 1963; vgl. Fig. 55), bei $x_{\text{CO}_2} = 0,9$ von etwa 620–700 °C, die minimale Stabilitätstemperatur beträgt etwa 520 °C (GREENWOOD 1967). Der Einbau von Fe anstelle von Mg hat ebenfalls eine Verschiebung des Stabilitätsbereichs gegen tiefere Temperaturen zur Folge: für $\text{Mg}_{87}\text{Fe}_{13}$ (RH 2252b) und $x_{\text{CO}_2} = 0$ ist etwa 650–770 °C zu erwarten (extrapoliert nach HINRICHSSEN 1967 und GREENWOOD 1963).

BRUGGMANN (1965, S. 82, 74) betrachtet Olivin, Orthopyroxen und Anthophyllit als in dieser Reihenfolge aus einer peridotitischen Schmelze auskristallisierte Mineralien, ohne Rekristallisation während der alpinen Metamorphose. Nach den experimentellen Daten können diese Mineralien bei den zu erwartenden *p*–*T*–*x*-Bedingungen der Metamorphose als stabile Phasen entstanden sein. Anthophyllit hat einen engen Stabilitätsbereich und ist im übrigen als magmatische Bildung unbekannt (DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1966, S. 158).

Die zonaren Randsäume (S. 70) zwischen ultramafischen Körpern und dem granitoiden Nebengestein sind ein Reaktionsprodukt zwischen «unverträglichen» Gesteinsphasen während der Metamorphose («metamorphe Differentiation») im Bereich eines starken, lokalen Gradienten der H_2O -Fugazität. Der Gasdruck p_f war im Kern des Ultramafititkörpers kleiner als der Belastungsdruck. Andere Beispiele beschreiben PHILLIPS & HESS (1936).

2. *Bildung von kluftartigen Adern von Amphibolasbest* (Anthophyllit, evtl. auch Cumingtonit) im Ultramafitit von Avert del Notaro, wofür ebenfalls relativ hohe H_2O -Fugazitäten entlang von Inhomogenitätsflächen verantwortlich sein dürften. Für $p_f = p_l$ muss die Temperatur mindestens 650 °C betragen haben, wenn 4 kb Druck angenommen werden. Interessant ist, dass unter solchen Bedingungen Klüfte (in *ac*-Lage zu L_1) entstehen konnten im offenbar starren Ultramafititkörper.

3. *Umwandlung von Forsterit und Enstatit in Chrysotil, Lizardit und Magnetit*. Die Reaktion – eine Ungleichgewichtsreaktion – kann schematisch so formuliert werden (vgl. PETERS 1963, S. 670, und PAGE 1967, S. 3):



Die obere Stabilitätsgrenze des Serpentin liegt bei etwa 500 °C (2 kb) bzw. 530 °C (4 kb). Enthält die Gasphase mehr CO_2 als $x_{\text{CO}_2} = 0,1$, ist Serpentin nicht mehr beständig (BOWEN & TUTTLE 1949, KITAHARA et al. 1966, GREENWOOD 1967, JOHANNES 1967). Die untere Grenze des Stabilitätsbereiches ist nicht genau bekannt. Chrysotil scheint sich bei sehr tiefen Temperaturen bilden zu können.

Der Serpentin der Valle Bodengo ist zweifellos eine retrograde Bildung der alpinen Metamorphose. Da die Serpentinisierung der Paralleltexur der Olivin-Orthopyroxen-Gesteine folgt, ist sie gleichzeitig oder später als die entsprechende tektonische Verformung erfolgt.

4. *Bildung von Talk.* Nach den Gefügebeobachtungen hat sich mindestens der grosse Teil des Talks nach der Serpentinisierung gebildet, häufig entlang von Rissen und flechtenförmig. Auch dieser Vorgang ist als Ungleichgewichtsreaktion abgelaufen. Die Temperatur muss gegenüber 3. wieder erhöht gewesen sein. H₂O dürfte das Transportmedium für Si (Zufuhr) und Mg (Wegfuhr) gewesen sein.

Für die prämetamorphe Geschichte der Ultramafitite bestehen keine weiteren Anhaltspunkte (vgl. 2.4.12.).

2.6. Karbonatführende Gesteine

Karbonat als Gesteinsgemengteil tritt nur selten auf: calcithaltige Gneisse bis Schiefer in der Soazza-Zone (S.51) und geringmächtige Körper von Kalksilikatmarmor im Darengo-Borgo-Zug (S.70). Calcit wurde ab und zu in jungen Störungszonen gefunden (S.92).

Mikroskopische Beobachtungen

Repräsentative Proben aus dem Darengo-Borgo-Zug haben folgenden Mineralbestand (geschätzt; Lokalitäten vgl. S.70):

		Calcit	Quarz	Diopsid(-Aktinolith)	Plagioklas	Kalifeldspat	Skapolith	Klinozoisit oder Zoisit	Apatit	Titanit	Erz	An Plagioklas
RH	24	85	9	4	2		v	v	v	v	v	
RH	88	65	15	9	7	1	3	v	v	v	v	84
RH	73	vgl. TROMMSDORFF (1966, S.453, Nr. 165)										
PB	1623	nach SCHWANDER & WENK (1967, S.229), optisch Mikrosonde										80-85 86

Calcit. Korngrösse: 0,2–2,3 mm. Vorwiegend isometrische Körner bilden ein granoblastisches Mosaik.

Quarz. Korngrösse: 0,03–1,5 mm. Mosaikartige Nester und Adern, oft zwickelfüllend. Streifige Auslöschung parallel Z'.

Plagioklas. Korngrösse: 0,4–1,8 mm. Die Körner sind vorwiegend einfach-isometrisch geformt, zeigen aber häufig ein kompliziertes Interngefüge: Die scharf bis verschwommen begrenzten Zwillinglamellen werden von unverzwilligten, optisch anders orientierten Feldern unterbrochen. Das verzwilligte Hauptkorn kann in Felder mit leicht unterschiedlicher Orientierung aufgelöst sein. Manchmal ist Umwandlung in ein Klinozoisit-(oder Zoisit ?-) Skapolith-Quarz-Aggregat zu beobachten.

Diopsid. Korngrösse: 0,2–1,3 mm. Farblos bis leicht grünlich. Häufig im Verband mit blassgrün-farblos pleochroitischem Amphibol («Aktinolith»), der die Diopsidkörner umrandet, parallel zu Spaltrissen durchsetzt und oft skelettartig auflöst, offenbar als retrograde Bildung. MITTELHOLZER (1936, S.114, 118) diskutiert die gleiche Erscheinung eingehend.

Diopsid-Aktinolith markiert im Handstück eine mehr oder weniger deutliche Planartexur.

Einordnung in den regionalen Zusammenhang

Die An-Werte der Plagioklasse sind auch in calcithaltigen Gesteinen zonar um das Metamorphosehoch der Lepontinischen Alpen verteilt (E. WENK 1962a, SCHWANDER & WENK 1967). Im E-Teil des Lepontins laufen die Linien gleichen An-Gehalts der Calcit–Plagioklas–Paragenesen denjenigen der Hornblende–Plagioklas–Paragenesen (S. 62) parallel. Der An-17-Isograd stimmt in beiden Fällen annähernd überein. Die Isograde An 70 und An 85 queren die Valle Mesolcina zwischen Soazza und Cabbio und erreichen über den P. della Forcola das Meratal bei Mese, um dann dem S-Hang der Valle Bregaglia zu folgen. TROMMSDORFF (1966) hat die Verbreitung kritischer Silikate in Calcit–Paragenesen untersucht. Diopsid – welcher Grammatit mit zunehmendem Metamorphosegrad ablöst – tritt in einem Bereich auf, der gut mit dem Calcit–Plagioklas (An > 85)-Feld übereinstimmt. Die N-Grenze ist allerdings zwischen Misox und Meratal schlecht definiert, da Karbonatgesteine selten sind. WEBER (1966, S. 42) registriert in den karbonathaltigen Biotit–Kalifeldspat(!)gneissen der Soazza-Zone im Gebiet des P. della Forcola nur Andesin (An 23–42).

Die äussere Grenze des Verbreitungsfeldes von Skapolith in Karbonatgesteinen fällt etwa mit dem Calcit–Plagioklas (An 30)-Isograd zusammen (TROMMSDORFF 1966, S. 442–444).

2.7. Bedingungen der Metamorphose

In Fig. 55 sind p–T-Kurven einiger experimenteller Reaktionen aufgetragen.

Da im Untersuchungsgebiet Muskowit und Quarz sehr häufig nebeneinander in einfachem Korngefüge ohne Anzeichen einer Reaktion auftreten und Sillimanit nie mit Sicherheit aus Muskowit hervorgeht, muss sich die letzte Kristallisation der alpinen Metamorphose in der Valle Bodengo unter p–T-Bedingungen abgespielt haben, die in Fig. 55 dem Feld links von Kurve (4) entsprechen. Ohne Zweifel sind granitoide Mobilisate gebildet worden (S. 43). Da die vermutlichen Ausgangsgesteine ein normatives Ab/An-Verhältnis von etwa 3 haben (s. S. 36), kann man Kurve (2) als linke Begrenzung des zu erwartenden Zustandsfeldes annehmen. Das gilt natürlich nur für den Fall, dass Anatexis und Muskowit–Quarz-Kristallisation ungefähr gleichzeitig stattgefunden haben. Der Schnittpunkt der Kurven (2) und (4) ergibt dann einen minimalen Druck ($p_t = p_{H_2O}$) von etwa 4 kb für die Valle Bodengo. Das gestrichelt umgrenzte Feld um den Schnittpunkt entspricht dem experimentellen Fehler der Kurven. Kurve (9) ist die provisorische obere Stabilitätsgrenze von Staurolith in Koexistenz mit Muskowit und Quarz. Der Schnittpunkt mit Kurve (2) liegt bei fast 5 kb, jedoch ist die Unsicherheit hier grösser. Es ist nicht klar, ob Staurolith in der südlichen Valle Bodengo wegen hoher Temperatur oder wegen des Gesteinschemismus fehlt.

TURNER (1968, S. 361, nach E. WENK) schätzt den Druck im Lepontinikum auf 3–5 kb. TROMMSDORFF (1968) nimmt für das Gebiet zwischen Bergeller Massiv und Valle della Mera einen Druck von mindestens 2,5 kb an; für die Val Cama vermutet er etwa 4 kb (1969).

Die Annahme, dass der Belastungsdruck gleich dem H_2O -Druck ist, dürfte für viele nicht-karbonatische Gesteine ungefähr zutreffen (WINKLER 1967, S. 13; TURNER 1968, S. 60). Es ist jedoch wahrscheinlich, dass auch der Fall $p_t > p_{H_2O}$ auftritt: Verdünnung der H_2O -Gasphase durch andere flüchtige Phasen, z. B. CO_2 ; Kommunikation des Porenvolumens mit Bereichen geringeren Drucks; nur teilweise gefüllte, geschlossene Poren; Austrocknen der Umgebung eines entstehenden anatektischen Mobilisats usw. (s. GREENWOOD 1961, ALTHAUS 1968, LUTH 1969). Für $p_{H_2O} < p_t$ verschieben sich in Fig. 55 die Gleichgewichtstemperaturen der Reaktion (4) zu höheren, diejenigen von (2) zu tieferen Werten, was für die Reaktionen (1) und (4) durch Kurven gleicher H_2O -Fugazität dargestellt ist.

Prinzipiell lässt sich die Fugazität f_{H_2O} von H_2O in der Paragenese Biotit–Kalifeldspat–Magnetit aus mineralchemischen Daten abschätzen. WONES & EUGSTER (1965) haben Biotite der Phlogopit–Annit-Reihe experimentell untersucht, die mit Kalifeldspat und Magnetit im Gleichgewicht stehen.

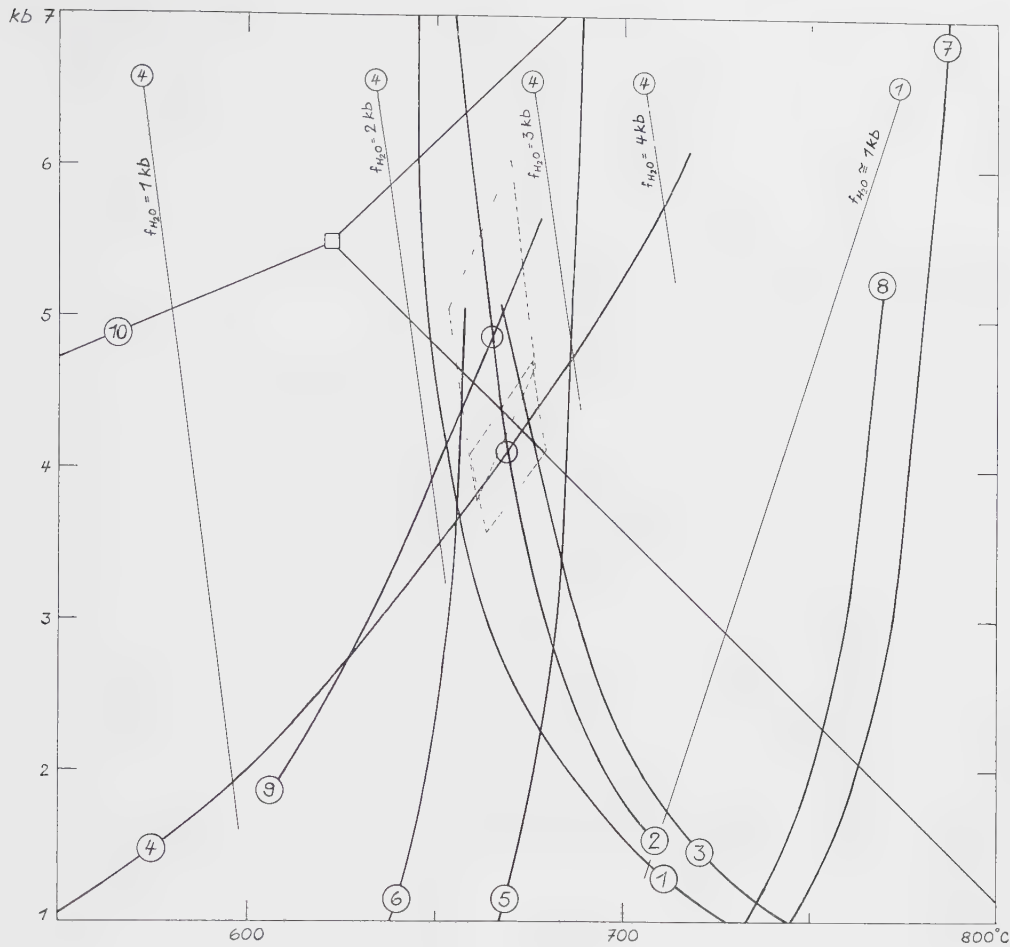


Fig. 55: P_t - T -Diagramm einiger metamorpher Reaktionen, s. Text 2.7.

- | | |
|--|--|
| <p>① Solidus Qz-Or-Ab-H₂O; $p_t = p_{H_2O}$ (LUTH, JAHNS & TUTTLE 1964)
Kurve für konstante H₂O-Fugazität $f_{H_2O} = 1$ kb, schematisch (nach ALTHAUS 1968). Kurven für höhere H₂O-Fugazitäten weggelassen.</p> <p>② Solidus für Gneiss mit Ab/An = 2,9; $p_t = p_{H_2O}$ (VON PLATEN & HÖLLER 1966 und interpoliert nach Kurven ① und ③)</p> <p>③ Solidus für Granodiorit mit Ab/An = 1,3; $p_t = p_{H_2O}$ (PIWINSKII & WYLLIE 1968)</p> <p>④ Muskowit + Quarz $\rightleftharpoons$ Kalifeldspat + Al₂SiO₅ + H₂O; $p_t = p_{H_2O}$ (EVANS 1965)
Kurven konstanter H₂O-Fugazität gerechnet mit den Daten von ANDERSON (1964).</p> | <p>⑤ Forsterit + Talk $\rightleftharpoons$ Mg-Anthophyllit + H₂O; $p_t = p_{H_2O}$ (GREENWOOD 1963)</p> <p>⑥ Kurve ⑤ für Mg₈₇Fe₁₃-Anthophyllit interpoliert nach den Daten von HINRICHSSEN (1967)</p> <p>⑦ Anthophyllit $\rightleftharpoons$ Enstatit + Quarz + H₂O; $p_t = p_{H_2O}$ (GREENWOOD 1963)</p> <p>⑧ Kurve ⑦ für Mg₈₇Fe₁₃-Anthophyllit interpoliert nach den Daten von HINRICHSSEN (1967).</p> <p>⑨ Staurolith + Muskowit + Quarz $\rightleftharpoons$ Al₂SiO₅ + Biotit + H₂O; $p_t = p_{H_2O}$ (HOSCHEK 1968, 1969)</p> <p>⑩ Andalusit-Sillimanit-Disthen (RICHARDSON, GILBERT & BELL 1969)</p> |
|--|--|

Die Biotitzusammensetzung ist eine Funktion der Wasserstoff-Fugazität f_{H_2} und der Temperatur T , oder – in Verbindung mit der H₂O-Gasphase – eine Funktion der Fugazitäten von Wasser f_{H_2O} und Sauerstoff f_{O_2} und der Temperatur. Dieser Zusammensetzung wird ausgedrückt durch die empirische Gleichung

$$\log f_{H_2O} = \frac{3428 - 4212(1-x_1)^2}{T} + \log x_1 + \frac{1}{2} \log f_{O_2} + 8,23,$$

wobei x_1 = Molenbruch Annitkomponente im Biotit. Falls f_{O_2} und T aus anderen Daten ermittelt werden können, ist es möglich, von x_1 auf f_{H_2O} zu schließen. f_{O_2} und T kann nach BUDDINGTON &

LINDSLEY (1964) aus der Zusammensetzung koexistierender Glieder der Ilmenit–Magnetit-Reihe und der Magnetit–Ulvöspinell-Reihe bestimmt werden.

Die granitoiden Gesteine der Valle Bodengo sind arm an Erz; nur in einigen Fällen wurden grössere Körner als Magnetit identifiziert (S.28, 33). Die Anwendung des Ilmenit–Magnetit-Indikators war deshalb nicht möglich.

Unter der Annahme $p_t = p_{\text{H}_2\text{O}}$ kann man mit der angeführten Gleichung für gegebene p_t , T und x_1 die Fugazität f_{O_2} abschätzen. Da in den untersuchten Gesteinen Magnetit meist nicht nachgewiesen ist, handelt es sich dabei um die maximale f_{O_2} der Biotitbildung. Für den Schnittpunkt der Kurven (2) und (4) der Fig. 55 und Biotit mit $x_1 = 0,6$ (bzw. 0,5; s. S. 47) ergibt sich

$$f_{\text{O}_2} \text{ max} = 1,1 \times 10^{-15} \text{ bar (bzw. } 1,2 \times 10^{-14} \text{ bar)}.$$

Die Sauerstoff-Fugazitäten innerhalb der Erdkruste – welche die Redox-Reaktionen steuern – variieren zwischen den Werten der Gleichgewichte Fayalith $\rightleftharpoons$ Magnetit + Quarz und Hämatit $\rightleftharpoons$ Magnetit, die sowohl im Experiment wie auch in der Natur als Pufferreaktionen dienen. Die Fugazitäten des Fayalith–Magnetit–Quarz-Puffers sind charakteristisch für basische Laven und die Grenze Mantel–Kruste, diejenigen des Hämatit–Magnetit-Puffers für oberflächennahe Krustenteile (relativ hohes f_{O_2}); s. EUGSTER & WONES (1962), CARMICHAEL & NICHOLLS (1967). Der abgeschätzte Maximalwert liegt in einem f_{O_2} – T -Diagramm in der Mitte zwischen den beiden Pufferkurven, was der geologischen Situation entspricht.

Nach den neuesten Al_2SiO_5 -Gewichtskurven von RICHARDSON, GILBERT & BELL (1969; [10] in Fig. 55) liegt der Schnittpunkt der Kurven (2) und (4) noch im Andalusitfeld, nahe der Phasengrenze zum Sillimanitfeld. Disthen wäre nach Kurve (2) in der Valle Bodengo erst bei Drucken über 6 kb zu erwarten. Sowohl experimentelle Mineralsynthesen als auch petrographische Beobachtungen haben jedoch in den letzten Jahren grosse Schwierigkeiten für die Anwendung der Al_2SiO_5 -Modifikationen als p – T -Indikatoren ergeben (gute Zusammenfassungen z.B. PITCHER 1965, ZEN 1969).

Die Kurven (5) bis (8) in Fig. 55 beziehen sich auf die Diskussion in 2.5.7.

3. Gefüge und Tektonik

3.1. Tektonik

Der tektonische Bau wird dominiert von der Cressim-Antiform (1.2.). Während die Achsen der im S anschliessenden Grossfalten östlich der Moesa gegen SE abtauchen, steigt die Achse der Cressim-Antiform von der Valle Mesolcina in SSE- und SE-Richtung über die hintere Val Darbola und den P. di Cressim zu einer Kulmination unmittelbar östlich des Passo della Porta an, um dann gegen Novate abzutauchen. Die Umbiegung ist in der Valle Bodengo nur im oberen Teil der beiden Talflanken deutlich zu beobachten: um A. Roggione und zwischen Passo della Porta und P. Cavregasco. Im unteren Teil fehlen gut verfolgbare lithologische Horizonte und das steile Einfallen der S -Flächen (s. Tafel II) entspricht hier eher einem sich gegen unten öffnenden Fächer um die Achsenebene; nur lokal liegen die S -Flächen in gebänderten Partien flacher (z.B. westlich von P. 1228 zwischen Corte Terza und Corte Seconda). Das Gewölbe ist asymmetrisch gebaut mit steilem bis überkipptem S-Schenkel; in der Valle Soè ist es nach N überkippt (BLATTNER 1965, S. 995). Das flachere, im N par-

allellaufende Teilgewölbe von Valle Garzelli habe ich auf der W-Seite des Grates zwischen V. Soè und V. Bodengo nicht mehr erkennen können; seine östliche Fortsetzung in der W-Flanke der Valle della Mera (und in den Gneissmassen des P. di Prata und der Valle Codera?) ist noch nicht bekannt.

Vom Passo d'Arsa bis zum Passo della Forcola fallen die S-Flächen mit 35–55° gegen NNE ein, gegen die Valle della Mera schwenkt das Streichen von ESE gegen SE um. Flache Verbiegungen im 100-m-Bereich mit S–N-Achsenrichtungen parallel zum mesoskopischen B_1 finden sich zwischen Lago di Piodella* (vgl. S. 11) und Il Mottone sowie W von Bodengo.

Der S-Schenkel der Cressim-Antiform ist komplizierter gebaut. Ein Band mesokrater Gneisse und Amphibolite zieht zwar ziemlich gleichmässig von der Scharte N des Cressim-Gipfels zum Talgrund W von Corte Seconda (s. S. 72). Gerade darüber am Grat scheinen die Gesteinslagen gegen die Bocchetta di Sambrocc immer flacher zu liegen und fallen am P. di Sambrocc gegen NNE ein (Synform der Bocchetta di Sambrocc). Die Faltung ist offenbar disharmonisch. Gegen S ist die Fortsetzung sehr problematisch. Ich habe auf der Bodengo-Seite des Grates trotz intensiven Suchens keine Umbiegungen erkennen können. Auf Tafel II wechselt die Fallrichtung der S-Flächen ziemlich deutlich an der Linie P.d'Uria–Corte Prima von NNE nach SSW. Es ist möglich, dass hier eine sehr enge Antiform vorliegt, deren Achsenebenen-Spur über den P. Camparasca* verläuft. BRUGGMANN (1965, S. 17) glaubt zwischen Cressim- und Paglia-Antiform sogar zwei sekundäre Antiformen zu erkennen, deren Achsenebenen-Spuren etwa über den P. di Sambrocc und die Bocchetta del Notaro ziehen – vor allem auf Grund angedeuteter Synform- bzw. Antiform-Umbiegungen in der hintersten Val Cama, «am Fuss von Uria und wenig südlich des P.d'Uria». Er gliedert das Gebiet zwischen Cressim- und Paglia-Antiform in drei Teilmulden: A. di Sambrocc, A. Vecc und Uria. Alle diese Faltenstrukturen sind ziemlich hypothetisch. Es ist auch möglich, dass die Komplikation um die Bocchetta di Sambrocc lokaler Natur ist und keine kontinuierliche Fortsetzung hat. Nur sehr detaillierte Aufnahmen auf beiden Seiten des Grates können dieses Problem lösen.

Auch an der östlichen Talflanke treten Komplikationen auf. In der Gratwand SSW des Passo della Porta sind sehr heterogene Gesteine intensiv, aber unübersichtlich verfaltet. Die Falten sind im Aufschlussbereich häufig nicht-zylindrisch. BLATTNER (1965, S. 995) beschreibt zwischen Passo della Porta und P. Cavregasco «mindestens zwei 100 bis 200 m grosse Teilgewölbe».

Gliederung nach Überschiebungsdecken

Die Gneisse und Schiefer der oberen Valle Pesciadello hängen nach den heutigen Kenntnissen mehr oder weniger direkt mit Gesteinen im Liegenden der nördlichen Misoixer Zone zusammen und gehören deshalb lithologisch zur Adula-Einheit (vgl. dazu WEBER 1966, S. 12–17; die vorliegende Arbeit S. 12, 51). Die Grenze zur Hauptmasse der tieferen Simano-Einheit ist noch nicht sicher festgelegt, zieht aber nach den bisherigen Untersuchungen südlich meines Arbeitsgebietes durch (S. 8). Es ist geometrisch möglich, dass die dem Lostallo-Fenster KÜNDIGS (S. 9) entsprechenden Gesteine nochmals in der hinteren Valle Bodengo an die Oberfläche treten – im Kern des Cressim-Gewölbes (vgl. Übersichtskarte Tafel III). Direkte Hinweise dafür fehlen jedoch. Bevor detaillierte Aufnahmen im Gebiet P. di Groven – Val Darbola vorliegen, ist es wenig sinnvoll, in der Valle Bodengo von Simano-Decke zu sprechen (BRUGGMANN 1965, S. 25–26).

BRUGGMANN (1965, S. 25) vermutet die S-Grenze eines nach E ausgedehnten Lostallo-Fensters im Band mesokrater Gneisse und Amphibolite nördlich des Cressim-Gipfels (S. 72), die N-Grenze in den Amphibolitlagen am Passo d'Arsa.

Für das Vorhandensein eines zweiten Simano-Fensters im Kern des nach NW verlängerten Garzelli-Gewölbes in der Val Gamba (BRUGGMANN 1965, S. 26) – mit den Ultramafitlinsen der Forcellina di Strem als südliche Begrenzung – fehlen Anhaltspunkte.

STAUB (1958, Tafel III) trennt entlang dem Calvarese-Zug (S. 51) «höhere Adula-Elemente» von «tieferen Adula-Elementen» im SW ab. BRUGGMANN (1965, S. 26/27) vermutet in den Teilsynformen von A. di Sambrocc, A. Vecc und Uria eingefaltete «höhere Abspaltungen der Adula-Decke», die den Groveno-Teildecken von KÜNDIG im Liegenden des Calvarese-Zugs (S. 51) entsprechen. Der

Verlauf der Trennzonen ist auf S. 70/71, 83 diskutiert. Ich sehe momentan keinen Grund zur Annahme einer derartigen Teildeckentektonik.

Dass die Adula-Einheit in der eigentlichen Adula-Gruppe östlich der Val Soja als tektonische Überschiebungsdecke ausgebildet ist, wurde bisher nicht ernstlich angezweifelt. Im S ist ihr Bau noch wenig geklärt: Entweder wurden hier ehemalige Decken durch die lepontinische Verformung und Metamorphose überprägt; Detailaufnahmen könnten dann vielleicht die früheren tektonischen Einheiten wieder sichtbar machen. Oder aber die Adula-Decke geht gegen SSE in autochthone Grossfalten über, im Prinzip vergleichbar mit der Monte-Rosa-Einheit zwischen Monte Rosa und dem Centovalli (s. E. WENK 1962b). Der Schlüssel zu dieser Frage liegt in der Val Calanca und ihrer Umgebung.

3.2. Mesoskopische Gefügeelemente

3.2.1. Gefügebereiche

Das Untersuchungsgebiet wurde in acht Bereiche mit einheitlicher Lage der B_1 -, L_1 -Linearstrukturen eingeteilt (Tafel III). Da die Orientierung dieser Linearen kontinuierlich ändert, sind die Grenzen z. T. willkürlich. Gefügebereich 2 wurde in bezug auf die Homogenität etwas ungünstig gewählt. In den Diagrammen der Tafel IV sind die B_1 -, L_1 -Pole (3.2.3.) von den B_2 -Polen (3.2.4.) durch gestrichelte Linien getrennt auf Grund eindeutiger Beobachtungen der geometrischen Beziehungen und der Lage der Achsenebenen. Da die Unterscheidung oft schwierig ist, sind Überlappungen zu erwarten.

3.2.2. S-Flächen

Die S-Planartextur kommt durch die Orientierung der Hauptgemengteile nach ihrer Kornform und durch lithologischen Lagenbau vom Mikrobereich bis in die Dimensionen der Karte zustande. Im Bereich von B_1 -Falten liegen die Glimmerplättchen tangential und die häufig etwas linsenförmigen Quarz- und Feldspatkörner parallel zum gekrümmten Lagenbau. Dabei ist eine Elongation der Mineralkörner und -aggregate nach der B_1 -Richtung fast stets vorhanden und kann sehr ausgeprägt werden (Fig. 15, 25, 26). Vom NE und N Teil des Untersuchungsgebietes gegen den Kern der Cressim-Antiform im S nimmt die lineare Ausbildung des Gefüges zu. Besonders deutlich ist der Wechsel in den mittelkörnigen Gneissen (2.1.2., 2.1.4.) zu erkennen. Die Gefüge umfassen alle Übergänge zwischen S- und B-Tektoniten nach SANDER (s. TURNER & WEISS 1963, S. 39); in der Bezeichnungsweise von FLINN (1965) handelt es sich vorwiegend um L-S-Tektonite, seltener um reine S- oder L-Tektonite. Diese Gefüge können als Abbildungen des Verformungsellipsoids betrachtet werden. Im N hat die Verformung mehr den Charakter einer Plättung, gegen die Cressim-Antiform zu mehr den einer Einengung.

Ein Problem bleibt der Ursprung der verbreiteten, regelmässigen Stoffbänderung parallel S vor allem in den mesokraten Gneissen und Amphiboliten (vgl. Fig. 36, 58). Ohne Zweifel ist sie von der B_1 -, L_1 -Verformung und der etwa gleichzeitigen Kristallisation, z. T. auch Anatexis und Metasomatose, stark beeinflusst worden. Eine planare stoffliche Inhomogenität S_0 muss aber schon vorher vorhanden gewesen sein, da die Stofflagen von der B_1 -Faltung erfasst werden und vom Leukosom der B-Migmatite abgeschnitten werden. Eine S_0 -Bänderung könnte eine sedimentäre Wechsellagerung abbilden, das Produkt früherer Verformung sein, oder durch mechanische und chemische «metamorphe Differentiation» entstanden sein. Über die Mechanismen solcher Differentiationsvorgänge ist noch wenig bekannt, obwohl eine ganze Reihe von Möglichkeiten erwogen wurden (z. B. E. WENK 1937; TURNER 1941, 1948; DIETRICH 1960, 1963; SAN MIGUEL 1969; SHARMA 1969; AYRTON 1969).

Ausserhalb mesoskopischer Falten ist es schwierig, zu erkennen, wieweit eine Planartextur völlig durch die L_1 -, B_1 -Deformation geprägt wurde oder noch einer Vorzeichnung S_0 entspricht.

Alle acht π_s -Diagramme der Tafel IV zeigen mehr oder weniger deutliche Maxima, die S -Flächen mit einem Einfallen von 40–90° gegen NNE und NE entsprechen. In den Gefügebereichen 1, 2 und 4 sind die Maxima ausgeprägt. Teilweise besetzte Gürtel charakterisieren die π_s -Diagramme der Gefügebereiche 3, 5, 6 und 7 und bilden z.T. 100-m-Verbiegungen ab (S. 83). Die Pole der entsprechenden Grosskreise liegen durchwegs nahe dem Maximum der L_1 -, B_1 -Pole, die S -Flächen liegen also tautozonal um B_1 . In den Gefügebereichen 6 und 7 entspricht der S -Gürtel sowohl der Cressim-Antiform wie auch kleineren, 100-m- bis m-Falten (s. S. 83). Gefügebereich 6 liegt noch vorwiegend auf dem N-Schenkel, während Gefügebereich 7 hauptsächlich den komplizierteren, steileren S-Schenkel umfasst. Subvertikale Lage der S -Flächen herrscht im Gefügebereich 8 vor.

3.2.3. Linearstrukturen L_1 , B_1

Im Bereich der *Cressim-Antiform* (Gefügebereiche 7 und 6) verlaufen die mesoskopischen Lineationen und Faltenachsen parallel zur Grossfaltenachse (E. WENK 1956). Verfolgt man den Verlauf des vorherrschenden Linearentyps im nördlich anschliessenden Gebiet (vgl. Tafeln III und IV), so erkennt man, wie der Trend der Linearen in der Reihenfolge Gefügebereich 7–6–5–3–4–2–1 *fächerförmig* von NW über N nach NE umschwenkt. Dabei nimmt die Steilheit des Einfallens zu. In der Horizontalprojektion konvergieren diese Linearenrichtungen im hinteren Teil der Valli Soè und Garzelli.

Lineationen L_1

Die (001)-Flächen der Glimmer liegen tautozonal um B_1 . Die Glimmerplättchen sind häufig parallel dieser Richtung gelängt und in Streifen angeordnet. Feldspat- und Quarzkörner, Aggregate von Quarz und Feldspat sowie z.T. die Hornblenden zeigen eine mehr oder weniger deutliche Elongation parallel zu den B_1 -Faltenachsen.

Kleinfältelung B_1

Sie ist besonders in glimmerreichen Gesteinen häufig. Die Glimmerplättchen sind stets in Polygonalbögen sperrig angeordnet und nie gebogen. Kleinfältelungsachsen sind in Tafel IV in der gleichen Signatur wie L_1 angegeben.

Falten B_1

Beispiele für den Faltenstil im *ac*-Schnitt zeigen Fig. 38, 56, 57, 59; BLATTNER (1965), Fig. 14, 22, 24, 29. Der Winkel zwischen den Faltenschenkeln («inter-limb angle», FLEUTY 1964, S. 469) variiert stark von sehr offen bis isoklinal. Die Falten gleichen meistens dem «similar type», d.h. die lithologischen Trennflächen innerhalb einer Umbiegung verlaufen angenähert kongruent (Class 2, RAMSAY 1967, S. 367). Einzelne kompetente Lagen sind oft in mehr konzentrischem Stil verfaltet (Class 1 B). Isoklinale Faltenschenkel sind vor allem im N (Gefügebereiche 1, 2, 4) verbreitet, wobei die Umbiegung oft nur aplitoide Lagen betrifft, während die Planartextur in den angrenzenden, glimmerreicheren Gneisspartien nicht gefaltet ist und parallel zur Achsenebene liegt (Fig. 12/3, 32, 47, 56/4; auch Fig. 56/1). Daneben finden sich auch offenere Falten und Umbiegungen, die das ganze Planargefüge erfassen (Fig. 56/2, 56/3). Im S-Teil variieren Öffnungswinkel und Faltenstil stark. Benachbarte Lagen sind oft disharmonisch verfaltet, wobei manchmal eine Abhängigkeit der Wellenlänge von der Mächtigkeit der kompetenten Lagen deutlich erkennbar ist (Fig. 56/7, 57). Übergänge zu eigentlichen Migmatitgefügen sind sehr häufig (s. S. 38–42). Faltenscharniere mit umlaufender Planartextur überwiegen. Achsenebenen-Schieferung S_1 ist seltener (Fig. 56, 57), abgesehen von diskordanten, verfalteten Aplitgängen und -körpern (Fig. 31/3, 31/5, 35, 47).

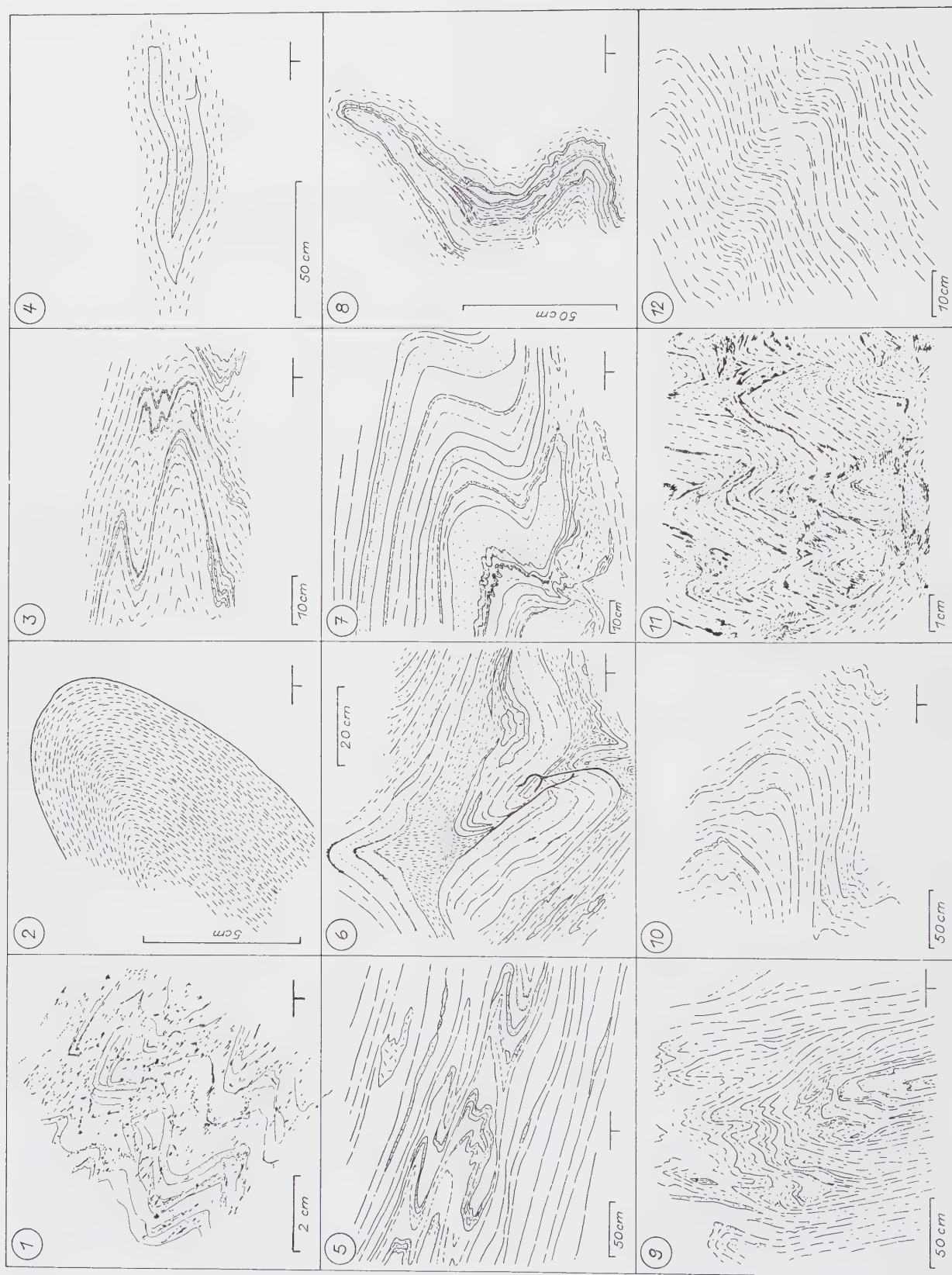


Fig.56: Faltenstil in Gneissen (ac-Schnitt). Legende siehe nebenan.

Nrn.1-11 = B_1 , Nr.12 = B_2 . Gneisse; punktiert = bei Nr.1 Quarz, bei Nrn.2-12 leukokrate Gneissphase.

Die Pole der B_1 -Achsenebenen streuen im gleichen Ausmass und auf dem gleichen Grosskreis wie die S -Flächenpole des entsprechenden Gefügebereichs. Der Messfehler dürfte bei den Achsenebenen etwas grösser sein als bei S -Flächen und Linearen.

Die Diagramme der Gefügebereiche 6 und 7 sowie Beobachtungen im Bereich der Umbiegung der Cressim-Falte (Fig. 56/9) deuten darauf hin, dass die Achsenebenen der mesoskopischen Falten die Umbiegung nicht mitmachen, sondern fächerförmig um die Achsenebene der Grossfalte angeordnet sind.

Granitoide Mobilisate auf Achsenebenen von B_1 -Falten wurden wiederholt beobachtet, wobei die Achsenebenen durch Diskontinuitätsflächen markiert sein können (Fig. 20, 38).

Im *Gefügebereich 8* werden von N nach S steile, mehrheitlich gegen W fallende Linearen zunehmend häufiger und überwiegen im Darengo-Kar. An mehreren Stellen beobachtet man B_1 -Achsen oder L_1 -Lineationen, deren Einfallen im Aufschlussbereich über 50° ändert, ohne dass die Lage der S -Flächen ebenfalls wechselt. Steile Linearen treten auch in der Nachbarschaft von flachen auf. In den mittelkörnigen Gneissen des Darengo-Kars sind die Linearen vor allem als gelängte Biotite oder Biotitstriemen, betont lineare Orientierung von gleichmässig verteilten Biotitplättchen und dm-Falten ausgebildet (Fig. 56/11). Der Verformungsgrad der Korngefüge scheint allgemein geringer zu sein als in der Valle Bodengo. Intensiver sind z.T. die spärlichen glimmerreichen Einlagerungen und Marmorlinsen gefaltet; die Längsachsen der Amphibolit-Ultramafitkörper liegen steil. BLATTNER (1965, S. 997) findet ein sukzessiv steileres ESE-Einfallen von B_1 -Linearen am N-Hang der Val di Darengo von E nach W. Gegen die untere Valle Mesolcina (Grono-Cama) zu fallen die Linearstrukturen zuerst wieder mittelsteil und dann flach gegen SE ein (s. Tafel III). Etwas nördlicher – entlang einer Linie Cama – Il Pizett – Bocch. del Notaro – P. Cavregasco – Novate ist der Sinn des Einfallens (gegen SE und ESE) ziemlich konstant; nördlich von Cama wechselt er von SE auf NW: Verfolgen wir das Linearmuster aus diesem Abschnitt wiederum parallel zum Trend über den P. di Cressim gegen SE, so gelangen wir in der hinteren Valle Soè zur Kulmination, von der die Linearen gegen Novate abtauchen, gegen N und NE aber in der beschriebenen, fächerartigen Weise divergieren.

Die *Streuung* der Lineationen, Faltenachsen und Achsenebenen im Aufschlussbereich ist oft ähnlich wie im ganzen Homogenitätsbereich. Einige Beispiele von stark variierenden Linearen sind in Tafel IV eingetragen. Diese Schwankungen sind offenbar charakteristisch für den Verformungsstil. Gelegentlich verlaufen Kleinfältelungen auf unmittelbar benachbarten Schichtflächen deutlich verschieden (bis 45°), was auch MILNES (1964, S. 43) aus dem Antigorio-Gebiet beschreibt. Er vermutet als Grund dafür progressive Deformation. Nach FLINN (1962, S. 424) ist eine Streuung der Linearstrukturen als Resultat einer progressiven Verformung zu erwarten. Eine entstandene Lineare wird mit zunehmendem Verformungsgrad auf dem «movement path» gegen die X -Achse des Verformungselipsoids rotiert. Die primäre Lage der Linearen ist jedoch durch die Lage der Inhomogenitätsfläche zu den Ellipsoidachsen bestimmt.

Variationen in der Lage einer Faltenachse können durch unterschiedliche Verformung (Kompression) entlang der Achsenebene zustande kommen (RAMSAY 1967, S. 436). Oder Inhomogenität des Gesteinsmaterials kann inhomogene Verformung bewirken: in der Nähe von Amphibolitlinsen wurden oft starke Abweichungen in der Lage der Linearstrukturen festgestellt. Manche Verbiegungen von Lineationen und Faltenachsen können auf jüngere, flache Falten B_2 zurückgeführt werden (3.2.4.).

Fig. 56, Legende:

- | | |
|--|--|
| <p>① Ca. 200 m NW von A. Orlo, am Weg in die Valle Piltera.</p> <p>② Ca. 400 m NW von A. Orlo, am Weg nach A. Cermenio.</p> <p>③ Pesciadellobach, ca. 150 m E von A. Pesciadello.</p> <p>④ Ca. 600 m NNW von Avert di mezzo.</p> <p>⑤ Brücke von Pra Pincè.</p> <p>⑥ Brücke von Pra Pincè.</p> <p>⑦ Wasserfassung W von Bodengo, gleicher Aufschluss wie Fig. 58 und 59.</p> | <p>⑧ Ca. 900 m WNW von Bodengo am Weg zu P. 1518.</p> <p>⑨ Ca. 300 m W von P. 1228 zwischen Corte Terza und Corte Seconda.</p> <p>⑩ Ca. 160 m W von A. Paglia.</p> <p>⑪ Ca. 300 m N des Lago di Darengo.</p> <p>⑫ E-Seite der Scharte 200 m SSE von P. 2304 (im NE des Lago di Darengo).</p> |
|--|--|



Fig. 57: Bändergneiss, NE des Lago di Piodella (741.79/127.89). Schnitt ungefähr senkrecht zu L_1 . Abhängigkeit der Wellenlänge der Falten von der Mächtigkeit der Lagen, Übergang zu Achsenebenen-Schieferung S_1 in den glimmerreichen Lagen. Text S.88. Messer 8 cm.

In einigen Aufschlüssen wurden neben relativ offenen B_1 -Falten *isoklinale* Falten beobachtet, deren Achsen – soweit erkennbar – parallel B_1 laufen. Diese Falten betreffen meist dünne quarz-feldspatreiche Lagen in glimmerreichem, mesokraterem Gneiss. In Fig. 57 (rechts oben) scheint eine solche Isoklinalfalte erneut gebogen zu sein mit einer Achsenebene parallel zu den Achsenebenen der B_1 -Falten, (z. B. links darunter), woraus man vielleicht auf zwei Faltungsphasen B_0 und B_1 schliessen kann, deren Wirkung sich überlagert (z. B. RAMSAY 1967). Möglich ist aber auch progressive, disharmonische B_1 -Faltung einer S_0 -Bänderung, wobei die Orientierung der lokalen Strain-Ellipsoide während der Verformung nicht konstant war. In Fig. 58 sind die Faltenscharniere der isoklinal gefalteten feinen Lagen in der oberen Bildhälfte z. T. voneinander getrennt worden. Während der Bildung einer grösseren Falte

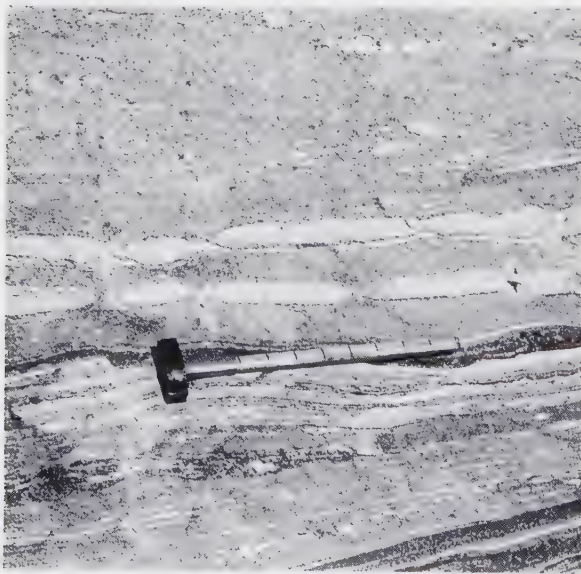


Fig. 58: Bändergneiss, N der Wasserfassung Bodengo (743.92/126.14). Schnitt ungefähr senkrecht zu L_1 . Boudinage der hellen Lagen (RH 3127, 3129 in Fig. 41). Grober Quarz füllt die Spalten an den Einschnürungen. Auch die unregelmässigen hellen «pinch-and-swell»-Lagen mit Biotit-saum (oben und unten im Bild) bestehen aus Quarz. Dunkle Lagen: RH 3128, 3129. Vgl. Text S. 88. Hammer 53 cm.

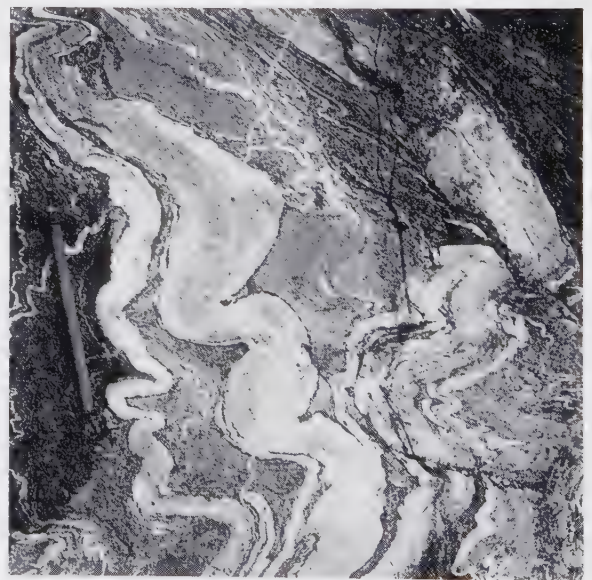


Fig. 59: Gleicher Aufschluss wie Fig. 58, gleiche Orientierung der Bildfläche. Während sich Fig. 58 auf einen Schenkel einer grösseren Falte bezieht, wo es zur Extension gekommen ist, sind die hellen Lagen in der Umbiegung der Grossfalte durch Kompression gefaltet worden. Vgl. Text S. 88/89. Hammer 50 cm.

(vgl. Fig. 59) ist es hier vielleicht parallel zur Bänderung zuerst zur Kompression und anschliessend zur Extension gekommen, welche auch für die Boudins verantwortlich ist (vgl. RAMSAY 1967, S. 114–120).

Schwierig ist die Deutung der *fächerförmigen Anordnung der Linearstrukturen*. Mit dem sukzessiven Wechsel der Trends der Linearen von Gefügebereich 7 über 6 zu 5 gelangt man auch in tektonisch höhere Niveaus. MILNES (1969b) beschreibt eine fächerartige Verteilung von Linearen im Simplon-Gebiet. Der Wechsel im Trend von NE über N nach WNW entspricht hier auch dem Aufstieg in tektonisch höhere Einheiten (Antigorio-, Lebendun-, tieferer und höherer Teil der Monte-Leone-Decke), erfolgt aber z.T. sprunghaft an den Grenzflächen zwischen diesen tektonisch mehr oder weniger unabhängigen Gesteinskörpern. In der Valle Bodengo sind solche Sprünge nicht zu erkennen. Verfolgt man das Umschwenken der B_1 -Linearen vom Bereich 5 über 3, 2 zu 1 entlang eines lithologisch ausgezeichneten Horizonts, z.B. des Kalifeldspat-Augengneiss-Zugs A. Piodella–N-Flanke der Valle Pilotera–Torre di Signame, so beträgt der Unterschied im Trend über 60° . Ein Zusammenhang des Fächers mit dem tektonischen Niveau ist also nicht erkennbar.

Verlängert man die B_1 -Linearen in Tafel III, so schneiden sich ihre Projektionslinien im hinteren Teil der Valli Soè und Garzelli. Es ist denkbar, dass die fächerartige Anordnung der Linearen mit der Bildung der domartigen Kulmination im Zusammenhang steht. RAMBERG (1966; 1967a,b) hat Modelle aus übereinandergeschichteten Lagen von Malerkitt, Modellierton, Silikonkitt, Wachs u.a. verschiedener Dichte in einer Zentrifuge rotieren lassen. Die Zentrifugalkraft – senkrecht zum Lagenbau gerichtet – bewirkte ein domartiges «Aufsteigen» von Material relativ geringer Dichte in Richtung zum Rotationszentrum, wobei die überlagernden, dichteren Lagen aufgewölbt oder durchbrochen wurden. Die Fliesslinien¹ im aufsteigenden Dom und in der unmittelbaren Umgebung sind in der Horizontalprojektion radial angeordnet, im Querprofil steigen sie von aussen gegen das Innere stark an. Da die Fliesslinien konvergieren, erfährt jedes beliebige sehr kleine Volumen eine Elongation in der Richtung der Fliesslinien und eine Kompression in horizontaler Richtung senkrecht zur Fliesslinie. Kompetente Lagen werden gefaltet mit der Achse parallel zur Fliesslinie (s. RAMBERG 1966b, S. 22, Fig. 29, 38, 39, 44).

Das Muster der Lineationen – z.T. Richtungen grösster Elongation – und Faltenachsen in der Valle Bodengo zeigt eine Analogie zu diesen Experimenten. Als Ursache wäre ein «aktives» Aufsteigen des Soè–Garzelli-Domes anzunehmen, der in tieferem Niveau grössere Dimensionen aufweisen müsste (vgl. auch ESKOLA 1949).

RAMBERG simuliert in seinen Modellexperimenten mit der Zentrifugalkraft die Schwerkraft, welche eine wesentliche Rolle bei der Orogenese spielen soll. Die Dombildung wäre ein Phänomen des Auftriebs, welcher eine gravitativ instabile Anordnung von Material verschiedener Dichte in der Erdkruste zu einer stabileren Massenverteilung umlagert.

3.2.4. Falten B_2

Besonders in glimmerreichen Gneissen und Schiefern sind neben L_1 und B_1 weitere Linearstrukturen zu beobachten, die meistens viel weniger deutlich und häufig sind. Es handelt sich um flache Wellungen mit Amplituden zwischen mehreren m bis zu wenigen mm, oft schon im Aufschluss unregelmässig und manchmal nur angenähert einmessbar. Die Achsenebenen liegen etwa senkrecht zum Falten Spiegel, die Wellungen sind im *ac*-Schnitt meist symmetrisch. Bei der Brücke von Pra Pincè ist an wenigen Stellen ein undeutliches S_2 parallel zur Achsenebene von B_2 -Wellungen erkennbar (s. Tafel IV).

Die altersmässigen Beziehungen zu L_1 , B_1 sind nur in einigen Fällen deutlich erkennbar, dann jedoch erscheint B_2 jünger. Durch Analogie können Wellungen in benachbarten Aufschlüssen dem System zugeordnet werden. Die Felder der B_2 -Pole sind in den Diagrammen der Tafel IV z.T. mit gestrich-

¹ Fliesslinien = Verschiebungsweg kleiner Partikeln.

chelten Linien abgegrenzt. Die Pole der meisten übrigen, nicht eindeutigen B_2 -Strukturen fallen in diese Felder, einzelne Überlappungen sind aber zu erwarten.

Im *Gefügebereich 6* streuen die B_2 -Pole um einen Grosskreis, dessen Achse etwa mit 60° gegen W einfällt (Fig. 60). Bei einem Teil der B_2 -Wellungen wurden im Feld für den betreffenden Aufschluss repräsentative S -Flächen (d.h. der «Faltenspiegel» zu B_2) gemessen. Ihre Pole streuen wie die übrigen S -Pole um den Gürtel senkrecht zum B_1 -Maximum. Schneidet man den B_2 -Grosskreis mit diesen einzelnen S -Flächen und vergleicht die Schnittpunkte mit den zugehörigen B_2 -Polen (gestrichelte Verbindungsgeraden), so ist eine Korrelation zu erkennen. Diese Verhältnisse entsprechen einer Überlagerung einer jüngeren Faltung mit konstanter Achsenebene (= B_2 -Grosskreis in Fig. 60) auf S -Flächen unterschiedlicher Lage auf dem Gürtel um B_1 (s. z.B. RAMSAY 1967, S. 541). Die Pole der direkt gemessenen B_2 -Achsen liegen tatsächlich in der Nähe der B_2 -Gürtelachse.

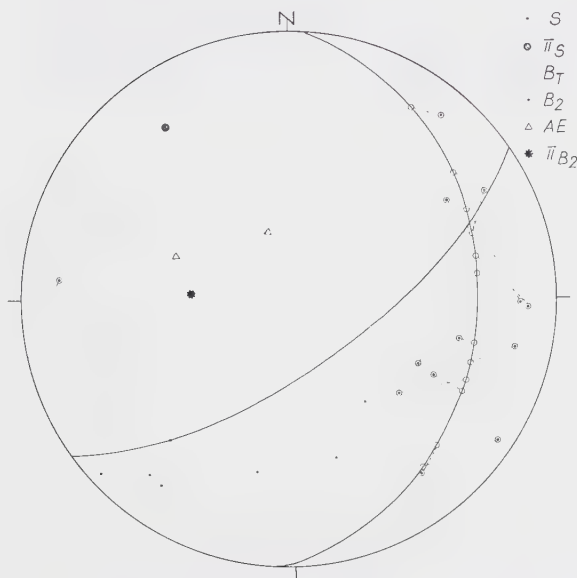


Fig. 60: Räumliche Beziehung zwischen B_2 und S_1 in Gefügebereich 6.

- S = S -Pol
- π_S = S -Gürtelachse und Maximum der L_1 , B_1 -Linearen in Tafel IV (abgeschätzt)
- B_2 = B_2 -Faltenachse
- B_T = Schnittgerade des B_2 -Gürtels mit einer S -Fläche
- AE = Gemessene Achsenebene einer B_2 -Falte
- π_{B_2} = Achse des B_2 -Gürtels (abgeschätzt)

In dem südöstlich an Gefügebereich 6 anschliessenden Teil des Arbeitsgebietes von BLATTNER (1965, S. 995/996) treten ungefähr E-fallende Wellungen auf, die den B_2 -Wellungen dieser Arbeit entsprechen dürften (= B_2 auch bei BLATTNER 1965, S. 995/996).

Ähnlich kann die Lage der B_2 -Pole in den übrigen Gefügebereichen aufgefasst werden. Gürtelverteilungen fehlen hier jedoch und die Streuung kann stark sein. Auffallend ist die Elongationsrichtung im Augengneiss von Valscura, die in das B_2 -Feld fällt (Tafel IV, Bereich 3). Es ist auch möglich, dass unter B_2 Linearen verschiedener Systeme zusammengefasst wurden. BLATTNER (1965, S. 994) bezeichnet unregelmässige Elongationen von Boudins und Faltenachsen im Bereich des Garzelli-Gewölbes als B'_1 .

Im *Gefügebereich 8* verbiegen flach SE-fallende Wellungen an einigen Stellen steile L_1 -Lineationen und B_1 -Faltenachsen (vgl. Fig. 31/3). In Tafel III sind sie ebenfalls als B_2 bezeichnet, ohne dass damit ein genetischer Zusammenhang mit den B_2 -Wellungen im N vorausgesetzt wird. Die dm- und m-Wellungen gleichen in den mitteldünnkörnigen Gneissen 2.1.4. des Darenko-Kars oft den B_1 -Falten, sind aber meist offener (vgl. Fig. 56/11 und 56/12). Die Achsenebenen fallen mittelsteil gegen SSE und sind hier und da als Diskontinuitätsfläche mit Quarz- oder Quarz-Feldspat-Linsen ausgebildet. Die Metamorphosebedingungen haben hier während der Entstehung dieser Falten noch zur Bildung dieser Mobilisate ausgereicht und dürften auch für den ähnlichen Faltenstil verantwortlich sein.

3.2.5. Klüfte und Gänge

Die Lage der Kluftflächen streut oft schon im Aufschlussbereich stark, und ihre Deutung ist auf Grund der vorliegenden Daten schwierig, obwohl nur Klüfte gemessen wurden, die im Aufschluss als Parallelscharen auftreten. Ist eine Beziehung der Klüfte zum Parallelgefüge der Gesteine erkennbar oder verlaufen sie unabhängig davon? Die geometrische Diskussion der Kluftsysteme im folgenden ist eine Vereinfachung und basiert sowohl auf den Diagrammen der Tafel IV als auch auf vergleichenden Beobachtungen an den einzelnen Aufschlüssen, wo die Beziehungen oft klarer und reproduzierbar sind.

In der *Valle Pesciadello* (Gefügebereiche 2 und 4) sind zwei deutliche Kluftsysteme erkennbar: 1. Mittelsteil SW-fallende Klüfte sind am häufigsten; die Kluftflächen sind oft von Chlorit oder einem weissen Belag von Quarz und Feldspat belegt. Ca. 300 m S von A. Fugiana wurden mm-grosse, idiomorphe Quarzkristalle und Erz gefunden. 2. Eine zweite Kluftchar fällt mittelsteil bis steil gegen SE; Chlorit ist ebenfalls häufig, Quarz-Feldspatbeläge wurden nur selten beobachtet. – Parallel den Klüften laufen oft mm- bis cm-breite, ausgebleichte Säume mit chloritisiertem Biotit (Fig. 43). Im Dünnschliff findet man auf Kluftissen auch Kalifeldspat und Epidot. Ab und zu sind Gesteinsstrukturen an Klüften einige mm oder cm versetzt. Im Süden der Valle Pesciadello ist Chloritisierung entlang von Klüften weniger verbreitet.

Zwischen *Dosso Mottone* und *Torre di Signame* (Gefügebereich 1) liegt das SW-fallende Kluftsystem auch ungefähr in *ac*-Stellung zu B_1 . Neben den SE-fallenden Klüften sind hier auch steile, NNW-streichende Klüfte häufig.

Diskordante Aplitgänge treten besonders um Barzena auf. Sie zeigen oft eine schwache Paralleltextur parallel zum S des angrenzenden Augengneisses und sind randlich in dieser Richtung ausgefranst (Fig. 1); manche sind im dm-Bereich verfaltet mit der Achsenebene parallel zu S. Die Pole von Gängen, die im m-, 10-m-Bereich geradlinig verlaufen, streuen deutlich in der Zone um B_1 . Diese Aplitplatten wurden um B_1 passiv rotiert, die Verformung verlief in diesem Grössenbereich angenähert affin.

Sichere *ac*-Klüfte zu B_1 treten in den *Gefügebereichen* 5–7 auf. Der Wechsel der Fallrichtung von SSE nach SE entspricht dem Umschwenken der B_1 -Linearen. Ein weiteres Kluftsystem fällt mittelsteil bis steil gegen WSW bis WNW; parallel dazu liegt die Mehrzahl der Pegmatit- und Aplitgänge. Randlich verschieferte Aplite mit Paralleltextur, aber auch einige der massig erscheinenden Aplitkörper liegen im Gefügebereich 5 nahe dem Grosskreis um B_1 .

Auch im *Gefügebereich* 3 kann man die am dichtesten besetzten Flächen des Diagramms als *ac*-System bzw. steil W-fallendes System betrachten; die Pegmatite liegen meist parallel zum zweiten.

Der bogenförmige Verlauf der oberen Valle Bodengo ist offenbar vom *ac*-Kluftsystem der Bereiche 7, 6, 5, 3 bedingt (s. auch BLATTNER 1965, S. 1001).

40–70° gegen W fallende Klüfte und Pegmatitgänge sind auch im *Gefügebereich* 8 häufig. Steile Klüfte mit NE-Streichen liegen in *ac*-Lage zu B_2 .

Die eingemessenen *Quarzgänge* zeigen keine systematische Anordnung.

Angrenzende Gebiete: N–S-streichende, steile Klüfte kommen in der Valle della Mera vor (H.-R. WENK 1966, Tafel 1). Im Misox sind nach BRUGGMANN (1965, S. 27/28) und WENK loc. cit. W- bis SW-fallende Klüfte und Störungen häufig; in der E-Wand der P. Paglia liegt eine weit sichtbare Pegmatitschar parallel dazu. – Auf der E-Flanke des Soè-Gewölbes liegt eine ausgeprägte Klüftung mit mittelsteilem bis steilem WNW-Fallen in *ac*-Lage zu der gegen Novate abtauchenden Cressim-Antiform (BLATTNER 1965, S. 999–1000).

Nach PRICE (1966) entstehen viele Kluftsysteme in einem Spätstadium der Verformung durch Auslösung von Restspannungen («unrelaxed elastic strains»), was für die *ac*-Klüfte wahrscheinlich ist. Das ungefähr N–S-streichende, regionale Kluftsystem scheint unabhängig von der B_1 -Verformung zu sein. Lokale Spannungsfelder und damit lokale Kluftsysteme sind beim Abklingen der tektonischen Spannungen zu erwarten.

3.2.6. Störungen, Vererzungen

In Tafel I sind nur Störungen eingetragen, die im Feld als Mylonit-, Kakirit- und Ruschelzonen direkt beobachtet wurden. Die Chloritisierung ist in ihrer Umgebung meist stark, oft zeigt HCl-Reaktion am zerbrochenen Material Karbonat auf den Rissen an. 400 m W von Avert di Darengo wurden schöne, mm-grosse, idiomorphe Quarzkristalle mit Tessiner Habitus in einer Ruschelzone gefunden. In der Bachrinne, die W von P. 1228 zwischen Corte Terza und Corte Seconda den Talgrund erreicht, tritt in der Störungszone neben Gesteinsmehl und Karbonat auch Erz auf: vorwiegend Pyrit mit Pyrrhotineinschlüssen, neben Arsenkies mit Einschlüssen von Kupferkies und Rutil.

Erz tritt auch in einer rostig anwitternden Partie in der Gratwand ca. 200 m NNW des Pso. della Porta auf. Eine Probe aus dem Schutt enthält vor allem Pyrrhotin, z. T. mit «bird's eye»-Strukturen in Markasit umgewandelt, neben Titanit und Kupferkies. (Erzmikroskopische Bestimmungen von Dr. R. Saager.)

3.3. Quarzregelung

MILNES (1971) hat 60 Quarzgefüge aus dem Lepontin auf den Regelungsgrad der *c*-Achsen und ihre geometrische Lage zu *S*-Fläche und Lineation untersucht. Dabei hat er 4 meiner Gesteinsproben ausgemessen:

leukokrater, mittelkörniger Gneiss 2.1.4.

RH 2201 W von Corte Terza

RH 3048 Il Mottone

leukokrater, feinkörniger Gneiss 2.1.5., intrusiv-diskordant zu *S* des Nebengesteins

RH 398 Brücke SW von Pra Pincè (entspricht RH 667 auf Fig. 29)

RH 2231 SE von A. Roggione (Fig. 23)

Die Verteilung der *c*-Achsen-Lagen weicht bei RH 2201, 2231 (im Kern der Cressim-Antiform) kaum von zufälliger Anordnung ab. RH 398 und besonders RH 3048 (im N-Schenkel der Cressim-Antiform) sind etwas besser geregelt. Sie können einem Regelungstyp zugeordnet werden, bei welchem die *c*-Achsen in einem grossen Winkel zur *S*-Fläche liegen (s. Diagramme und Diskussion bei MILNES).

Zusammenfassung

Die Valle Bodengo liegt im östlichen Teil der «lepontinischen Gneissregion» (WENK 1956), welche durch einen hohen Grad der alpinen Metamorphose gekennzeichnet ist. Im Untersuchungsgebiet wurden die Bedingungen der mittleren Amphibolitfazies erreicht, ungefähr gleichzeitig mit einer intensiven, raumstetigen Verformung. Der Höhepunkt der letzten Phase der alpinen Metamorphose wird nach publizierten isotopengeochemischen und geologischen Daten auf etwa 36 Mio. Jahre (Eozän–Oligozän-Grenze) datiert. Rb/Sr-Alter von Biotiten geben den Zeitpunkt der Abkühlung auf etwa 300 °C an. Im östlichen Lepontin wurde diese Marke zwischen 15 und 25 Mio. Jahren durchlaufen (JÄGER et al. 1967).

Das bearbeitete Gebiet schliesst südlich an die Misoxer Zone an, welche die Trennung zu der diskordant überliegenden Tambo-Decke darstellt. Es ist noch nicht zu entscheiden, ob die Gneisse der Valle Bodengo zur Adula-Decke gehören oder ob diese gegen SE in ein autochthones Gewölbe übergeht. Der tektonische Bau wird dominiert durch die *Cressim-Antiform*, deren Achse von der Valle Mesolcina gegen SE zu einer Kulmination in der hinteren Valle Soè ansteigt und gegen Novate abtaucht. Im Kern dieser Grossfalte sowie eines im N parallelaufenden, eher lokalen Teilgewölbes liegen die zwei domartigen, relativ homogenen Zweiglimmer-Granitgneiss-Körper von Valle Soè und Valle Garzelli, die petrographisch dem alpin intrudierten Granitkörper von Novate ähnlich sind, der ebenfalls im Kern der Cressim-Antiform liegt (BLATTNER 1965). Die Dome von Soè und Garzelli liegen im Grossen konkordant in den umgebenden migmatitischen Gneissen, Schiefern und Amphiboliten. Während der Novate-Granit alpine Gesamtgesteinsalter geliefert hat (GULSON 1971), ergaben Garzelli- und Soè-Granitgneiss sowie die intrusiven Phasen der Migmatite herzynische Alterswerte (HÄNNY, GRAUERT & HARNIK in Vorbereitung).

Im Bereich der Cressim-Antiform sind die Gesteine durch ein ausgeprägtes *Lineargefüge* L_1 parallel zur Grossfaltenachse geprägt: Formregelung (Elongation) von Glimmer, Quarz, Feldspat, z.T. Hornblende und von Aggregaten dieser Mineralien besonders in homogenen Partien, mesoskopische Falten im mm- bis m-Bereich besonders in lagig gegliederten Partien. Das gleiche Linearsystem tritt auch in den mesozoischen Metasedimenten der Misoxer Zone auf und ist deshalb alpinen Alters, jünger als der penninische Deckenbau (E. WENK 1956). Auch die Geometrie der Migmatite ist weitgehend durch diese Linearenrichtung bestimmt: Diskordanzen treten vor allem in *ac*-Schnitten des Gefüges auf, während in Schnitten parallel zu *b* Konkordanz vorherrscht («*B*-Migmatite» BLATTNER 1965). Verfolgt man den Verlauf der Linearstrukturen L_1 im nördlich an die Cressim-Antiform anschliessenden Gebiet, so schwenken die Trends mit zunehmender Steilheit (0–50°) von NW über N nach NE um. Die Horizontalprojektionen der Linearen konvergieren in auffallender Weise im Gebiet der Dome von Soè und Garzelli. Es wird vermutet, dass die Elongationen die längsten Achsen der «strain»-Ellipsoide abbilden und der Linearenfächer durch ein aktives Aufsteigen des Soè–Garzelli-Doms während der Metamorphose zustande gekommen ist, analog zu Modellexperimenten, die RAMBERG (1967b) durchgeführt hat.

Flache, spätkristalline Wellungen B_2 im cm- bis m-Bereich verbiegen die L_1 -Linearen. *Klüfte* lassen sich zum Teil den L_1 -Strukturen geometrisch zuordnen, z.T. sind sie unabhängig davon.

Von N nach S nimmt der migmatitische Charakter der Gesteine zu. Die planaren Korngefüge sind durch zunehmend lineare Orientierung geprägt, die vorwiegend lepidoblastischen Kornformen werden granoblastisch, die Kornbegrenzungen einfacher. Die Suche nach Indikatoren, welche einen Gradienten von Parametern der Metamorphose abbilden würden, war wenig erfolgreich. Empfindliche Mineralparagenesen wie Karbonatgesteine, Alumosilikatgesteine oder Ultramafitite sind selten. Andere Methoden wie Chemismus von Plagioklas und Kalifeldspat, Verteilungskoeffizienten

$K_{D(Ab)}^{Pg-Kfp}$, $K_{D(Fe)}^{Bi-Ho}$, $K_{D(Mg)}^{Bi-Ho}$ und $K_{D(Ti)}^{Bi-Ho}$, Brechungsindizes von Biotit in granitoiden Gesteinen, struktureller Zustand der Kalifeldspäte ergaben keine deutliche Variation. Nur Paragenese und Plagioklaszusammensetzung der Amphibolite zeigen eine schwache Änderung (s. unten). Die für die Einstellung dieser Indikatoren verantwortlichen Parameter $\left(T, p_{H_2O}, p_t, \frac{dT}{dt} \text{ u.a.}\right)$ dürften deshalb keine wesentlichen Unterschiede gezeigt haben. Während Deformation und Kristallisation im südlichen Teil des untersuchten Gebietes gleichzeitig abklangen, hat die Deformation im N die Kristallisation überdauert.

Granitoide Gesteine

Kalifeldspat-Augengneisse treten vor allem auf der N-Seite des Cressim-Gewölbes auf. Die Matrix besteht aus Quarz $\approx$ Plagioklas (An 17–38) $>$ Kalifeldspat $\approx$ Biotit und wird von N nach S weniger lagig und zunehmend einfach-granoblastisch. Die Kalifeldspataugen sind meistens Einkristalle, die oft im *ac*-Schnitt des Gefüges rechteckig-idiomorphe, in *b*-parallelen Schnitten linsige Umrisse zeigen. Einschlüsse von Matrixpartien sind häufig. Röntgenographisch sind die Kalifeldspäte vorwiegend monoklin ($\Delta = 0,0-0,47$), die Achsenwinkel $2V$ schwanken zwischen -50° und -84° , der Gehalt an Albitkomponente von 6,4 bis 12,9 Mol.-%, an Celsiankomponente von 0,3 bis 1,6 Mol.-%. Zonarbau wurde nicht gefunden. Elektronenmikroskopische Aufnahmen brachten Domänenbau im 100-Å-Bereich zum Vorschein – auch in Proben geringer Triklinität («Orthoklas» nach LAVES). Der Verteilungskoeffizient $K_{D(Ab)}^{Kfp-Pg}$ variiert zwischen 0,10 und 0,16, was nach BARTH Temperaturen von 330 bis 440 °C entspricht, weit unter den maximal erreichten Werten. Er dürfte einen Zustand während der Abkühlung charakterisieren. Eine systematische regionale Variation dieser Parameter wurde nicht beobachtet. Die Kalifeldspat-Grosskristalle sind alpine Porphyroblasten.

Leukokrate, mittelkörnige (Muskowit-)Biotit-Kalifeldspat-Quarz-Plagioklas (An 22–34)-Gneisse («Orthogneisse») bilden die Hauptmasse des südlichen Gebietsabschnitts. Muskowit ist vor allem im Gebiet der Cressim-Antiform verbreitet. Das Mineralgefüge zeigt mit Ausnahme von Myrmekit keine Reaktionsgefüge, Quarz und Muskowit sind offenbar im Gleichgewicht. Die Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies WINKLERS (1967) ist nicht erreicht worden. Konkordante Leukosome mit biotitreichen Rändern sind wahrscheinlich durch partielle Anatexis entstanden. Solche Mobilisate können auf Achsenebenen von B_1 -Falten liegen und sind dann ohne Zweifel alpin gebildet. Über die primäre Natur der «Orthogneisse» ist wenig bekannt. Der Vergleich mit «Orthogneissen» im nördlichen, alpin weniger stark beeinflussten Adula-Kristallin deutet darauf hin, dass ihre stoffliche Einheit schon voralpin gebildet wurde. Isotopenalter an Gesamtgesteinsproben und Zirkonen ähnlicher Gesteine im Tessin bestärken diese Vermutung, ebenso neue Zirkondaten von Augengneissen der Valle Bodengo (HÄNNY, GRAUERT & HARNIK, in Vorbereitung).

Die Geometrie der meisten *Migmatitgefüge* ist weitgehend durch die L_1 -Deformation geprägt. Allerdings ist dabei schwierig zu entscheiden, 1. wieweit die vor allem in den *ac*-Schnitten auftretenden Diskordanzen Relikte älterer, durch L_1 nur transponierte Intrusionsgefüge sind, 2. wieweit sie durch diese Verformung selber gebildet wurden infolge unterschiedlichen mechanischen Verhaltens der hellen und dunklen Phasen, oder 3. ob sie durch synkinematische Intrusion und Erstarrung entstanden sind. Die helle, durchdringende Phase der Migmatite zeigt überwiegend granitischen Modalbestand: Muskowit $\approx$ Biotit $<$ Kalifeldspat $\approx$ Plagioklas (An 4–30) $\approx$ Quarz und ist feinkörnig-granoblastisch ausgebildet. Einige aplitische, kalifeldspatreiche Leukosome weichen deutlich von den aus experimentellen Daten zu erwartenden Erstschnmelzen-Zusammensetzungen ab. Diese Leukosome lassen im Innern oft Relikte der Paralleltexur des Nebengesteins erkennen; komplizierte Intrusionsmechanismen, Verformung und Metasomatose dürften hier mitgespielt haben. Aplitische Phasen durchdringen manchmal die granitischen Leukosome.

Die Platznahme der postkinematischen *Pegmatitgänge* erfolgte unter Dilatation der Wände. Die räumliche Lage der Gänge ist z. T. durch Kluftsysteme bedingt.

Charakteristische, kleinkörnige, plattige (Muskowit-)Kalifeldspat-Biotit-Quarz-Plagioklas (An 25–40)-Gneisse («*Donadio-Gneisse*») wechsellagern im N-Teil mit den Kalifeldspat-Augengneissen, ebenso einzelne Züge von *Glimmerschiefern*, die Disthen, Staurolith (beide z.T. skelettförmig) und Sillimanit (Fibrolith) führen. Sillimanit wurde nur südlich der Valle Pesciadello, Staurolith nur im N der Valle Bodengo gefunden. Sillimanit scheint sich anstelle von Biotit, kaum jedoch von Muskowit zu bilden. Teilweise gebänderte, kleinkörnige (Muskowit-)Biotit-Quarz-Plagioklas (An 28–39)-Gneisse bilden oft die dunkle Migmatitphase. Bei diesen Gesteinen handelt es sich um mehr oder weniger veränderte Metasedimente.

Volumenmässig untergeordnet sind *Amphibolite*, die verbreitet als cm- bis m-dicke Lagen und Linsen im Gneiss auftreten. Ihre primäre Entstehung ist nicht bekannt. Neben den häufigen einfach-granoblastischen Korngefügen treten hie und da skelettförmige Hornblenden und stark poikiloblastische Plagioklase auf. Die An-Gehalte der Plagioklase liegen zwischen 20 und 80% – mit einer schwachen Zunahme von N nach S, wo die Paragenese Klinopyroxen–Hornblende–Plagioklas auftritt. Teilanalysen mit der Elektronen-Mikrosonde von Fe, Mg, Ti an 18 Biotit–Hornblende-Paaren ergaben keine systematischen Variationen der Elementgehalte und Verteilungskoeffizienten im Untersuchungsgebiet. Die geringe Variation der Verteilungskoeffizienten – allerdings bei nur schwacher Variation der Elementgehalte – deutet auf angenähert erreichtes Gleichgewicht hin ($K_{D(Fe)}^{Bi-Ho} = 0,91$, $\sigma = 0,1$; $K_{D(Mg)}^{Bi-Ho} = 0,92$, $\sigma = 0,08$; $K_{D(Ti)}^{Bi-Ho} = 2,9$, $\sigma = 0,4$).

Sporadisch treten *Ultramafitlinsen* innerhalb mesokrater Gneisse und Amphibolite auf. Forsterit, Enstatit, Grammatit, Anthophyllit und Klinochlor dürften während der alpinen Metamorphose kristallisiert sein, wobei sich am Kontakt zu den umgebenden Gneissen durch den Gradienten der H_2O -Fugazität zonare Säume von Aktinolith, Biotit, Anthophyllit und Klinochlor bildeten. Forsterit und Enstatit sind mehr oder weniger in Serpentin umgewandelt (Chrysotil–Lizardit), Talk scheint die jüngste Bildung zu sein. Parallel zu Klüften liegende Adern von Amphibolasbest (z. T. Anthophyllit) wurden beobachtet. Röntgendaten von Anthophyllit werden gegeben.

Einzelne *Marmorlinsen* im S-Teil des untersuchten Gebietes zeigen die Paragenese Calcit–Quarz–Diopsid–Bytownit (–Skapolith–Kalifeldspat).

Unter Annahme eines einphasigen, raschen Ablaufs der Vorgänge, die zur Bildung der beobachteten Paragenesen und Gefüge geführt haben, kann man aus publizierten experimentellen Daten für $p_{H_2O} = p_t$ eine minimale Temperatur von 660 °C und einen minimalen Druck von 4–5 kb abschätzen (Muskowit–Quarz, Granit-Schmelzkurven, Anthophyllit, Staurolith–Muskowit–Quarz u.a.).

Summary

The Bodengo valley is situated in the eastern part of the «Lepontinic gneiss complex» (E. WENK 1956), which is characterized by a high degree of Alpine metamorphism. The conditions of medium amphibolite facies were reached in the area investigated, about at the same time as an intense, penetrative deformation. Isotopic and geologic data suggest an age of about 36 million years (Eocene–Oligocene boundary) for the climax of the last phase of Alpine metamorphism. Rb/Sr biotite ages are interpreted as the date of cooling to about 300 °C. In the eastern part of the Lepontinic gneiss complex, this time mark was passed between 16 and 25 million years ago (JÄGER et al. 1967).

The investigated area lies immediately to the south of the Mesozoic sedimentary Misoxer Zone, which separates it from the discordantly overlying Tambo basement nappe. It is not yet decided whether the gneisses of the Bodengo valley are part of the Adula nappe or whether the Adula nappe continuously passes into a more autochthonous antiformal structure towards the southeast. This *Cressim antiform* is the main tectonic element in the area described with an axis rising southeastwards from the Mesolcina valley, culminating in the upper Soè valley and then plunging towards Novate. The two dome-like and relatively homogeneous granite-gneiss bodies of the Soè and Garzelli valleys form the cores of this antiform and of a local, subsidiary antiform with parallel trend to the N respectively. Petrographically they are similar to the Alpine granite intrusion of Novate which has a similar position in the core of the Cressim antiform. On a large scale, the Soè and Garzelli domes have concordant boundaries to the surrounding migmatitic gneisses, schists and amphibolites (BLATTNER 1965). Rb/Sr analysis on whole rock samples have yielded an Alpine age for the Novate granite (GULSON 1971), but Hercynian ages for the Garzelli and Soè granite gneisses as well as for the intrusive phases of the migmatites (HÄNNY, GRAUERT & HARNIK, in preparation).

The rocks forming the Cressim antiform have a strong *linear fabric* L_1 parallel to its axis: preferred shape orientation (elongation) of mica, quartz, feldspar and, to a lesser extent, hornblende and of aggregates of these minerals – especially in homogenous parts. Layered gneisses show mesoscopic coaxial folds B_1 . The same system of linear structures also occurs in the Mesozoic metasediments of the Misoxer Zone and is therefore of Alpine age, coeval with or younger than the Penninic (Alpine) nappe tectonics (E. WENK 1956). The geometry of the migmatites is determined to a large degree by this direction L_1 , too: discordances between different rock phases can be observed mainly on *ac*-planes of the fabric, the sections parallel to the *b*-axis showing concordant contacts (*B*-migmatites, BLATTNER 1965). From the Cressim antiform towards N the trends of the L_1 linear structures change continuously from NW through N to NE with a corresponding increase in the angle of plunge (0–50°). The trends conspicuously converge in the area of the Soè–Garzelli domes. The elongations are suggested to represent the longest axes of the finite strain ellipsoids. A rise of the Soè–Garzelli dome may have formed the fan of linear structures, as suggested by the model experiments performed by RAMBERG (1967b). Late crystalline, open corrugations B_2 of cm- to m-dimensions bend the L_1 linear structures. *Joint* systems can sometimes be geometrically coordinated to L_1 structures, in part they are independent of these.

From N to S the migmatitic character of rocks increases, the dimensional preferred orientation changes from planar to linear, the strongly lepidoblastic mineral shapes get more and more granoblastic, the grain boundaries get simpler. The search for indicators revealing a gradient of metamorphic conditions had little success; sensitive mineral parageneses derived from carbonate, aluminosilicate or ultramafic rocks are rare. Other indicators, such as the compositions of plagioclase and K-feldspar, the distribution coefficients $K_{D(Ab)}^{Pg-Kfp}$, $K_{D(Fe)}^{Bi-Ho}$, $K_{D(Mg)}^{Bi-Ho}$ and $K_{D(Ti)}^{Bi-Ho}$, the refraction indices of biotite in granitoid rocks, and the structural state of K-feldspars, showed no significant variations. Only the mineral

paragenesis and plagioclase composition in amphibolites showed a weak change (see below). It is suggested that the parameters, which are responsible for the adjustment of these indicators ($T, p_{H_2O}, p_t, \frac{dT}{dt}$ etc.) were roughly constant. In the southern part of the investigated area the deformation died away before the crystallisation ceased, whereas in the N the deformation outlasted the crystallisation.

Granitoid rocks

K-feldspar augen gneisses occur mainly on the northern side of the Cressim antiform. The medium grained groundmass consists of quartz $\approx$ plagioclase (An 17–38) $>$ K-feldspar $\approx$ biotite. The granulitic texture in the N becomes less marked towards the S and the grain boundaries become simpler and granoblastic. The K-feldspar augen are mostly single crystals, often with rectangular, idiomorphic contours in *ac* sections of the fabric and lenticular contours in sections parallel to the lineation. Inclusions of parts of the groundmass are frequent. In X-ray powder diagrams low triclinicities ($\Delta = 0.0\text{--}0.47$) are prevailing. The optical axial angles $2V$ vary from -50° to -84° , the albite content from 6.4 to 12.9 mole-%, the celsian content from 0.3 to 1.6 mole-%. Zoning was not found. Electron microscope photographs show domains of 100-Å-dimension, even in samples of low triclinicity («orthoclase» of LAVES). The distribution coefficient $K_{D(Ab)}^{Kfp-Pg}$ varies from 0.10 to 0.46, which according to BARTH indicates formation temperatures of 330 to 440 °C., far below the maximum temperature reached during the metamorphism. $K_{D(Ab)}^{Kfp-Pg}$ is suggested to characterize a state during the cooling process. A systematic regional variation of these data was not observed. The K-feldspar megacrysts are considered to the Alpine porphyroblasts.

Leucocratic, medium-grained gneisses, containing (muscovite), biotite, K-feldspar, quartz and plagioclase (An 22–34) («orthogneisses») are the main rocks of the southern part of the investigated area. Muscovite occurs frequently in the core of the Cressim antiform. Reaction fabrics between minerals were not observed with the exception of myrmekite. Hence quartz and muscovite are in equilibrium and conditions corresponding to the sillimanite–almandine–orthoclase subfacies of WINKLER (1967) were not reached. Concordant leucocratic veins with biotite rich rims have probably been formed by partial anatexis. Such mobilisates sometimes occupy axial planes of B_1 folds and have then doubtless an Alpine age. Little is known about the primary origin of the «orthogneisses». Comparison with «orthogneisses» in the northern part of the Adula crystalline mass, which shows less Alpine influence, points to a pre-Alpine origin of the gneiss bodies. Isotopic ages of whole rocks and zircons of comparable rocks in the Tessin area support this suggestion as well as new zircon data of augen gneisses from the Bodengo valley (HÄNNY, GRAUERT & HARNIK, in preparation).

The geometry of most *migmatite* fabrics is largely determined by the L_1 deformation. Yet it is difficult to decide between the following possibilities: 1. The discordances observed on *ac*-sections are relics of older intrusion contacts, only transposed by L_1 . 2. The discordances were formed directly by the deformation as a consequence of the different mechanical properties of the light and dark components. 3. Intrusion and solidification happened simultaneously with the deformation. The modal composition of the leucocratic, intrusive phases of the migmatites is granitic in most cases: muscovite $\approx$ biotite $<$ K-feldspar $\approx$ plagioclase (An 4–30) $\approx$ quartz; the structure is fine grained and granoblastic.

Some of the aplitic, K-feldspar-rich phases of the migmatites deviate clearly from the experimentally determined compositions of first melting phases. Frequently a continuation of the planar and linear fabric of the intruded rocks into the intrusive phase can be observed, a complex interplay of melt intrusion and deformation and/or metasomatism being the probable mechanism. Aplitic intrusive phases often cut through somewhat darker granitic intrusive phases.

The postkinematic *pegmatite* dykes are dilatational. The spatial orientation of the dykes is partly determined by joint systems.

Mesocratic rocks

Characteristic fine-grained, platy gneisses (*Donadio gneisses*), containing (muscovite), K-feldspar, biotite, quartz and plagioclase (An 25–40) are interlayered in the northern part of the area with K-feldspar augen gneisses as well as with same layers of *mica schists*, containing partly skeletal kyanite and staurolite, and fibrolithic sillimanite. Sillimanite was found only south of the Pesciadello valley, staurolite only north of the Bodengo valley. Sillimanite often seems to replace biotite, but never muscovite. Fine-grained gneisses, containing (muscovite), biotite, quartz and plagioclase (An 38–39) and banded in places, are widespread as the dark phase of migmatites and are probably of sedimentary origin.

Amphibolites are subordinate in volume, but widespread as lenses and layers of cm to m dimensions within the gneisses. Their primary origin is not known. Simple granoblastic textures are frequent; sometimes one can observe skeletal hornblendes and strongly poikiloblastic plagioclases. The An contents of plagioclases vary between 20 and 80%, weakly increasing southwards, where the paragenesis clinopyroxene–hornblende–plagioclase occurs. No systematic regional variations of Fe, Mg and Ti contents and distribution coefficients in the 18 biotite–hornblende pairs analysed by electron probe could be detected. The small spread of distribution coefficients points to an approximately reached equilibrium ($K_{D(Fe)}^{Bi-Ho} = 0.91$, $\sigma = 0.1$; $K_{D(Mg)}^{Bi-Ho} = 0.92$, $\sigma = 0.08$; $K_{D(Ti)}^{Bi-Ho} = 2.9$, $\sigma = 0.4$).

Ultramafic rocks were found only sporadically as lenses within mesocratic gneisses and amphibolites. Forsterite, enstatite, tremolite, anthophyllite and clinochlore crystallized during the Alpine metamorphism. The gradient of H_2O fugacity on the contacts to the surrounding gneisses is responsible for rims of actinolite, biotite, anthophyllite and clinochlore. Serpentine (chrysotile–lizardite) replaces forsterite and enstatite to a variable degree. Talc seems to be the youngest mineral in the fabric. Veins of amphibole asbestos (partly anthophyllite) oriented parallel to a joint system were observed. X-ray data for anthophyllite are given.

A few *marble* lenses in the southern part of the investigated area show the paragenesis calcite–quartz–diopside–bytownite(–scapolite–K-feldspar).

Assuming a single phase, rapid metamorphic event yielding the observed parageneses and fabrics a minimum temperature of 660 °C. and a minimum pressure of 4–5 kb can be estimated for $p_{H_2O} = p_t$ on the basis of published experimental results (muscovite–quartz, granite melting curves, anthophyllite, staurolite–muscovite–quartz e. a.).

Riassunto

La valle Bodengo giace nella parte orientale della zona «gneissica lepontina» (E. WENK 1956), caratterizzata da una forte metamorfosi alpina. Nella zona studiata essa raggiunse le condizioni della facies anfibolitica media, quasi contemporaneamente ad una deformazione intensa. La culminazione dell'ultima fase della metamorfosi alpina ha una età di circa 36 milioni di anni (transizione eocene-oligocene) è stata determinata in base a dati radiometrici e geologici. Il metodo Rb-Sr applicato sulla biotite ci indica il momento di raffreddamento a circa 300 °C: stadio raggiunto nel lepontino orientale tra 15 e 25 milioni di anni or sono (JÄGER et al. 1967).

La zona d'indagine confina a nord con la zona di Mesolcina, che la separa dal sovrastante ricoprimento discordante del Tambo. Non è ancora stato possibile la deduzione definitiva se i gneiss della valle Bodengo appartengano al ricoprimento Adula, oppure se essi rappresentino verso sudest una cupola di carattere più autoctono. La geometria tettonica è dominata dall'*antiforma del Cressim*: l'asse sale dapprima dalla valle Mesolcina verso sudest culminando sul fondo della valle Soè per poi tuffarsi verso Novate. Nel centro di questa grande piega e nella cupola più locale situata a nord parallelamente alla prima giacciono i due corpi granito-gneissici a due miche relativamente omogenei della valle Soè e della valle Garzelli. Questi sono petrograficamente simili al corpo granitico di Novate di intrusione alpina. Anche quest'ultimo giace nel centro dell'*antiforma del Cressim* (BLATTNER 1965). Le cupole di Soè e Garzelli giacciono nel complesso e sono concordanti coi gneiss migmatitici, come pure con gli scisti e le anfiboliti che li circondano. Dal granito di Novate si ottennero età isotopiche alpine per la roccia globale (GULSON 1971), mentre che i gneiss granitici di Soè e Garzelli e le fasi intrusive delle migmatiti diedero età ercinica (HÄNNY, GRAUERT & HARNIK, in preparazione).

Nell'ambito dell'*antiforma del Cressim* le rocce mostrano una *struttura lineare* L_1 parallela all'asse della grande piega ed è documentata dall'elongazione delle miche, del feldspato, parzialmente dall'orneblenda come pure da aggregati dei suddetti minerali, specialmente in zone omogenee. Inoltre si riscontrano pieghe mesoscopiche della grandezza da millimetri fino a pochi metri, di preferenza in rocce mostranti una struttura più o meno nettamente listata. Lo stesso sistema lineare è sviluppato nei metasedimenti mesozoici della zona di Mesolcina ed è perciò d'età alpina, ossia posteriore alla formazione dei ricoprimenti penidici (E. WENK 1956). Anche la geometria delle migmatiti è generalmente determinata da questo allineamento: discordanze appaiono per lo più nelle sezioni *ac*, mentre in sezioni parallele all'elemento *b* domina concordanza («*B*-migmatiti»: BLATTNER 1965). Seguendo la direzione delle strutture lineari L_1 nella zona posta a nord dell'*antiforma del Cressim* si nota un cambio graduale dell'orientazione, dapprima da nordovest verso nord e poi verso nordest, in sincronia all'aumento dell'inclinazione di queste strutture lineari (0–50°). La proiezione orizzontale degli elementi lineari converge spiccatamente nella zona delle cupole di Soè e Garzelli. È supposto che le elongazioni raffigurino gli assi più lunghi dello «strain»-elissoide e che il fascio delle lineazioni sia il risultato di un movimento attivo verso l'alto del duomo Soè-Garzelli durante la metamorfosi, analogamente a modelli sperimentali eseguiti da RAMBERG (1967b). Ondulazioni piane B_2 tardocristalline, dell'ordine di grandezza di centimetro-metro, piegano le lineari L_1 . Le *fessurazioni* possono parzialmente venir messe in rapporto con strutture L_1 , ma in parte ne sono indipendenti.

Da nord verso sud il carattere migmatitico delle rocce si accentua. La struttura planare della granulazione va mutando gradualmente nello stesso senso in un'orientazione lineare: dapprima dominano i grani lepidoblastici per diventare in seguito granoblastici dai confini via via più semplici. La ricerca d'indicatori che permettono di individuare i gradienti della metamorfosi non condusse a sensibili risul-

tati. Le paragenesi adatte allo scopo, quali rocce calcari o contenenti aluminosilicati oppure ultramafiti sono oltremodo rari. Altri metodi, quali le analisi del chemismo del plagioclasio e feldspato potassico, i coefficienti di ripartizione $K_{D(Ab)}^{Pg-Kfp}$, $K_{D(Fe)}^{Bi-Ho}$, $K_{D(Mg)}^{Bi-Ho}$, e $K_{D(Ti)}^{Bi-Ho}$, la composizione della biotite nelle rocce granitoidi ed infine l'indagine della struttura dei feldspati potassici non rivelarono una variazione sensibile. Unicamente la paragenesi e la composizione dei plagioclasii nelle anfiboliti mostrano una lieve variazione (vedasi più sotto). I parametri responsabili all'occorrenza di tali indicatori (T , p_{H_2O} , p_t , $\frac{dT}{dt}$ e altri) non possono quindi avere risentito di grandi differenze. Nella parte più meridionale della zona d'indagine, la deformazione e la cristallizzazione terminarono contemporaneamente, mentre che nella parte settentrionale la deformazione si è protratta fin dopo la cristallizzazione.

Rocce granitoidi

Gneiss occhiadini con feldspato potassico affiorano principalmente sul versante nord dell'antiforma del Cressim. La pasta di fondo è formata in parti più o meno uguali da quarzo e plagioclasio (An 17–38) ed in quantità minore di feldspato potassico e biotite. Da nord a sud la tessitura planare diviene meno pronunciata, di pari passo la struttura si fa più granoblastica e semplice. Gli «occhi» di feldspato potassico si compongono in maggioranza di singoli cristalli, idiomorfi nella sezione *ac* e dai contorni lentoidali nelle sezioni parallele *b*. Sovente si notano inclusioni della pasta di fondo. Dall'analisi röntgenografica risultano prevalentemente monoclini (triclinità $\Delta = 0,0-0,47$), l'angolo $2V$ varia da -50° fino a -84° , il contenuto di albite da 6,4–12,9 mol-%, la componente di celsiano da 0,3 a 1,6 mol-%. Non si notò struttura zonare. Studi al microscopio elettronico mostrarono «Domänenbau» (struttura a domini) dell'ordine di 100 Å (ortoclasio secondo LAVES); dati identici si ottennero pure dai campioni di debole triclinità. Il coefficiente $K_{D(Ab)}^{Kfp-Pg}$ varia da 0,10 a 0,16, dati che secondo BARTH corrisponderebbero a T da 330–440 °C, di molto inferiori ai valori massimi raggiunti. Ciò dovrebbe caratterizzare uno stadio della fase di raffreddamento. Non è stata notata nessuna variazione regionale di questi parametri. I grandi cristalli di feldspato potassico sono porfiroblasti alpini.

Gneiss leucocratici a grana media, contenenti (muscovite), biotite, feldspato potassico, quarzo e plagioclasio (An 22–34), cosiddetti «ortogneiss», formano la massa principale della zona di studio. La muscovite è particolarmente localizzata nella zona dell'antiforma del Cressim. La struttura mineralogica non mostra alcun sintomo di reazione ad eccezione della mirmechite. Quarzo e muscovite si trovano ovviamente in equilibrio. La subfacies sillimanite–almandina–ortoclasio di WINKLER (1967) non è stata raggiunta. Leucosomi concordanti dagli orli ricchi di biotite furono probabilmente formati da un'anatessi parziale. Tali mobilizzati possono talvolta giacere su piani assiali di pieghe B_1 e sono in tale caso indubbiamente di formazione alpina. In merito alla natura primaria degli ortogneiss si conosce poco. Paragonandoli agli ortogneiss del cristallino dell'Adula, che giacciono più a nord e sono meno influenzati dalla metamorfosi alpina, si potrebbe dedurre che abbiano raggiunto la loro unità sostanziale in età prealpine. Valori radiometrici dell'età roccia globale e degli zirconi ottenuti da rocce simili del Ticino convalidano quest'ipotesi, quale come analisi recenti di zirconi ottenuti da gneiss occhiadini della Valle Bodengo (HÄNNY, GRAUERT & HARNIK, in preparazione.)

La geometria della maggior parte delle *strutture migmatitiche* è determinata principalmente dalla deformazione L_1 . Pertanto è difficile riconoscere: 1. in che grado le discordanze, che si riscontrano soprattutto nelle sezioni *ac*, siano relitti di strutture intrusive d'età precedente a L_1 , e da questo trasformate, 2. oppure in che grado le discordanze state formate dalla deformazione stessa in funzione delle proprietà meccaniche diverse delle fasi leucocratiche e di quelle melanocratiche, 3. o ancora se esse siano state formate durante la cristallizzazione d'intrusioni, entrambe nematiche.

La fase chiara, intrusiva, delle migmatiti mostra di regola una composizione modale granitica: muscovite $\approx$ biotite < feldspato potassico $\approx$ plagioclasio (An 4–30) $\approx$ quarzo, ed è a grana fine, granoblastica. Taluni leucosomi aplitici, ricchi di feldspato potassico sono nettamente diversi dalle composizioni di prime fusioni attendibili da dati sperimentali. Sovente questi leucosomi mostrano

all'interno relitti della tessitura della roccia confinante. Delle fasi aplitiche penetrano alle volte nei leucosomi granitici.

La messa in posto di *filoni pegmatitici* postchinematici si effettuò per mezzo di una dilatazione delle pareti. L'orientamento spaziale è in parte suggerita da sistemi di fessurazioni.

Rocce mesocratiche

Rocce caratteristiche («*gneiss Donadio*»), tabulari, a grana fine composti di (muscovite), feldspato potassico, biotite, quarzo e plagioclasio (An 25–40) si intercalano nella parte settentrionale con gli gneiss occhiadini a feldspato potassico, come pure con singole serie di *scisti micacei* contenenti distene e staurolite (spesso di struttura scheletrica) e sillimanite (fibbrolite). La sillimanite fu trovata unicamente a sud della valle Pesciadello, mentre la staurolite si trova solo a nord della valle Bodengo. La sillimanite sembrerebbe formarsi al posto della biotite e non della muscovite. Degli gneiss a grana fine, localmente listati, dalla composizione: (muscovite), biotite, quarzo e plagioclasio (An 28–39), formano spesso la fase migmatitica scura. Queste rocce rappresentano dei metasedimenti più o meno modificati.

Paragonate al volume del resto delle rocce, delle *anfiboliti* affiorano in quantità meno rilevanti, in lamine che variano da alcuni centimetri fino al metro, oppure quali lenti negli gneiss. La loro formazione primaria è sconosciuta. Oltre al tipo di tessitura semplice, granoblastica, si riscontrano talvolta orneblendi scheletrici e plagioclasii fortemente poichiloblastici. La composizione del plagioclasio varia da An 20–80% con una debole tendenza d'aumento da nord verso sud, dove si riscontra la paragenesi clinopirossene, orneblenda e plagioclasio. Dall'analisi parziale con la microsonda elettronica per la zona studiata variazioni sistematiche nei contenuti degli elementi Fe, Mg, Ti, nei coefficienti di ripartizione. La lieve variazione dei coefficienti di ripartizione – pertanto accompagnata solo da una piccola variazione dei contenuti degli elementi – indica un'equilibrio pressoché raggiunto: ($K_{D(Fe)}^{Bi-Ho} = 0,91, \sigma = 0,1$; $K_{D(Mg)}^{Bi-Ho} = 0,92, \sigma = 0,08$; $K_{D(Ti)}^{Bi-Ho} = 2,9, \sigma = 0,4$).

Lenti *ultramafitiche* giacciono sporadiche negli gneiss mesocratici e nelle anfiboliti. Forsterite, grammatite, antofillite e clinocloro sono probabilmente cristallizzati durante la metamorfosi alpina. Pertanto, al contatto con lo gneiss circostante, si formarono, a causa del gradiente della fugacità H_2O , bordi zonari di attinolute, biotite, antofillite e clinocloro. Forsterite e enstatite sono più o meno serpentinnizzati (crisotile–lizardite). Talco sembra la formazione più recente. Inoltre furono osservate vene d'asbesto anfibolico (in parte antofillite). I dati röntgenografici d'antofillite sono annessi al testo.

Le rare lenti di *marmo* della parte meridionale della zona studiata mostrano la paragenesi: calcite–quarzo–diopside–bitownite(–scapolite–feldspato potassico).

Se si premette, che i processi portanti alla formazione delle paragenesi e delle strutture descritte siano avvenuti rapidamente in una unica fase, sulla base dei dati sperimentali pubblicati per $p_{H_2O} = p_1$, è possibile valutare che la temperatura unissima è stata di 600 °C e che la pressione ha raggiunto un valore minimo di 4–5 kb (muscovite–quarzo, curva di fusione granitica, antofillite, staurolite–muscovite–quarzo e altre).

Literaturverzeichnis

Beitr. Schweiz = Beitr. geol. Karte Schweiz
 Eclogae = Eclogae geol. Helv.
 SMPM = Schweiz. mineral. u. petrogr. Mitt.

- ALTHAUS, E. (1968): *Der Einfluss des Wassers auf metamorphe Mineralreaktionen*. – N. Jb. Mineral., Mh., p. 289–306.
- ANDERSON, G.M. (1964): *The calculated fugacity of water to 1000 °C and 10000 bars*. – Geochim. cosmochim. Acta 28, p. 713–715.
- ARMSTRONG, R.L., JÄGER, E. & EBERHARDT, P. (1966): *A comparison of K–Ar and Rb–Sr ages on alpine biotites*. – Earth planet. Sci. Lett. 1, p. 13–19.
- ATHERTON, M.P. & EDMUNDS, W.M. (1966): *An electron microprobe study of some zones garnets from metamorphic rocks*. – Earth planet. Sci. Lett. 1, p. 185–193.
- AYRTON, S. (1969): *On the origin of gneissic banding*. – Eclogae 62, p. 567–570.
- BAILEY, E.H. & STEVENS, R.E. (1960): *Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections*. – Amer. Mineralogist 45, p. 1020–1025.
- BAMBAUER, H.U. (1967): *Feldspat-Familie*. In TRÖGER, W.E.: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband*, p. 645–762. – Schweizerbart, Stuttgart.
- BAMBAUER, H.U., BRUNNER, G.O. & LAVES, F. (1962): *Wasserstoff-Gehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit*. – SMPM 42, p. 221–236.
- BARTH, T.F.W. (1961): *The feldspar lattices as solvents of foreign ions*. – Inst. Lucas Mallada, Curs. Conf. 8, Madrid, p. 3–8.
- (1962): *The feldspar geologic thermometers*. – Norsk. geol. Tidsskr. 42, p. 330–339.
- (1968): *Additional data for the two-feldspar geothermometer*. – Lithos 1, p. 305–306.
- BEATTY, S. (1950): *X-ray diffraction patterns of asbestos*. – Amer. Mineralogist 35, p. 579–589.
- BELLIN, J. (1929): *Zur Geologie des östlichen Misox zwischen Valle della Forcola und Val Leggia*. – Diss. Univ. Zürich.
- BLANC, B.L. (1965): *Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna (Provinz Sondrio, Italien)*. – Diss. Univ. Zürich.
- BLATTNER, P. (1965): *Ein anatektisches Gneissmassiv zwischen Valle Bodengo und Valle di Livo (Prov. Sondrio und Como)*. – SMPM 45, p. 973–1071.
- (1971): *Migmatite by partial fusion and short range hydrothermal transfer, British Columbia*. – SMPM 51, p. 155–177.
- BOWEN, N.L. & TUTTLE, O.F. (1949): *The system MgO–SiO₂–H₂O*. – Bull. geol. Soc. Amer. 60/3, p. 439–460.
- BRUGGMANN, H.O. (1965): *Geologie und Petrographie des südlichen Misox*. – Diss. Univ. Zürich.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. (1964): *Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents*. – J. Petrol. 54, p. 310–357.
- BURNHAM, C.W. (1963): *An IBM 7090 computer program for least-squares refinement of crystallographic lattice constants*. Modifikation IKPETH für CDC 1604-A, ZH-LCLS (1965).
- BURRI, C., PARKER, R.L. & WENK, E. (1966): *Die optische Bestimmung der Plagioklase*. – Birkhäuser, Basel.
- BÜSCH, W. (1966): *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald V*. – N. Jb. Mineral., Abh. 104, p. 190–227.
- CARMAN, J.H. & TUTTLE, O.F. (1963): *Experimental study bearing on the origin of myrmecite*. – Program annu. Meet. New York, 1963, p. 29A, Geol. Soc. Amer.
- CARMICHAEL, D.M. (1969): *On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks*. – Contrib. Mineral. Petrol. 20, p. 244–267.
- CARMICHAEL, I.S.E. & NICHOLLS, J. (1967): *Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks*. – J. geophys. Res. 72, p. 4665–4687.
- CARTER, N.L., CHRISTIE, J.M. & GRIGGS, D.T. (1964): *Experimental deformation and recrystallisation of quartz*. – J. Geol. 72, p. 687–733.
- CATALISANO, S. (1936): *Appunti di geologia alpina. I risultati dei rilevamenti geologici eseguiti in Lombardia (Foglio 1:100000 Chiavenna)*. – Boll. r. Uff. geol. Ital. 61/6.
- CHADWICK, B. (1968): *Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, central Switzerland*. – Bull. geol. Soc. Amer. 79/9, p. 1123–1149.
- CHINNER, G.A. (1961): *The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus*. – J. Petrol. 2, p. 312–323.
- (1966): *The significance of the aluminium silicates in metamorphism*. – Earth Sci. Rev. 2, p. 111–126.
- CHRISTIE, O.H.J. (1962): *Observations on natural feldspars: randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer*. – Norsk. geol. Tidsskr. 42, p. 383–393.

- CHURCH, W.R. (1968): *Eclogites*. In: *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, Vol. 2 (Edit.: Hess, H.H. & POLDERVAART, A.). – Wiley & Sons, New York/London/Sydney.
- CODONI, A. (1966): *Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Rossa und Soazza (Misox)*. – Semesterarb. Univ. Zürich (unveröff. Mskr.).
- CORNELIUS, H.P. (1916): *Ein alpines Vorkommen von Sapphirin*. – Cbl. Mineral., p. 265.
- DAL VESCO, E. (1953): *Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene penninico*. – SMPM 33, p. 173–480.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1966): *An introduction to the rock-forming minerals*. – Longmans, London.
- DIETRICH, R.V. (1960): *Banded gneisses*. – J. Petrol. 1, p. 99–120.
- (1961): *Comments on the two feldspar geothermometer and K-feldspar obliquity*. – Inst. Lucas Mallada, Curs. Conf. 8, Madrid, p. 15–20.
- (1962): *K-feldspar structural states as petrogenetic indicators*. – Norsk geol. Tidsskr. 42, p. 394–414.
- (1963): *Banded gneisses of eight localities*. – Norsk geol. Tidsskr. 43, p. 89–119.
- DIETRICH, R.V. & MEHNERT, K.R. (1960): *Proposal for the nomenclature of migmatites and associated rocks*. – Int. geol. Congr. Copenhagen, 21st Sess. Norden 26, p. 56–67.
- DRESCHER-KADEN, F.K. (1940): *Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit*. – Chem. Erde 12, p. 304–417.
- (1948): *Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise*. – Springer, Berlin.
- EGLI, W. (1966): *Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe (Bleniotal, Kanton Tessin)*. – Diss. ETH, Zürich.
- ENGEL, A.E.J. & ENGEL, C.G. (1962): *Progressive metamorphism of amphibolite, Northwest Adirondack Mountains, New York*. In: ENGEL, A.E.J., JAMES, H.L. & LEONARD, B.F.: *Petrologic studies: A volume in honor of A.F. Buddington*. – Geol. Soc. Amer.
- ESKOLA, P. (1921): *On the eclogites of Norway*. – Vidensk. Skr. Kristiania (Oslo), I. math.-natw. Kl. 8, p. 1–118.
- (1949): *The problem of mantled gneiss domes*. – Quart. J. geol. Soc. London 104, 1948, p. 461–476.
- EUGSTER, H.P. & WONES, D.R. (1962): *Stability relations of the ferruginous biotite, annite*. – J. Petrol. 3, p. 82–125.
- EVANS, B.W. (1965): *Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz*. – Amer. J. Sci. 263, p. 647–667.
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E. (1960): *The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland*. – J. Petrol. 1, p. 337–363.
- FANG, J.H. & BLOSS, F.D. (1966): *X-ray diffraction tables*. – Southern Illinois University Press, Carbondale and Edwardsville.
- FARQUHAR, O.C. (1953): *From dolerite to diorite: older granite activity near Ellon, Aberdeenshire*. – Geol. Mag. 90, p. 393–403.
- FAUST, G.T. & FAHEY, J.J. (1962): *The serpentine-group minerals*. – Prof. Pap. 384-A, geol. Surv. Amer.
- FERRINI, D. (1964): *Le pietre verdi dei dintorni di Chiavenna*. – Diplomarbeit ETH Zürich (unveröff. Mskr.).
- FLEUTY, M.J. (1964): *The description of folds*. – Geol. Assoc. Proc. 75, p. 461–492.
- FLINN, D. (1962): *On folding during three-dimensional progressive deformation*. – Quart. J. geol. Soc. London 118, p. 385–433.
- (1965): *On the symmetry principle and the deformation ellipsoid*. – Geol. Mag., 102/1, p. 36–45.
- FORSTER, R. (1947): *Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno*. – SMPM 27, p. 249–471.
- FRANCIS, G.H. (1956): *The serpentinite mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotland*. – Amer. J. Sci. 254, p. 201–226.
- (1958): *The amphibolite of Doir'a Chatha (Durcha), Sutherland*. – Geol. Mag. 95, p. 25–40.
- FRASL, G. (1954): *Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen Kalifeldspäten einiger Porphyrg Granite, Porphyritgneise und Augengneise*. – Jb. geol. Bundesanst. Wien 97, p. 71–132.
- FRAZER, J.Z., FITZGERALD, R.W. & REID, A.M. (1966): *Computer programs EMX and EMXZ for electron microprobe data processing*. – Scripps Instn. of Oceanography, Univ. of California, San Diego (unpublished). Modifikation Inst. Kristallogr. Petrogr. ETH 1968.
- FRISCHKNECHT, G. (1923): *Geologie der östlichen Adula*. In: JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. & KOPP, J. (1923): *Geologie der Adula*. – Beitr. Schweiz. N. F. 51, p. 65–94.
- FUMASOLI, M. (im Druck): *Geologie und Petrographie des Gebietes nördlich und südlich der Iorio-Tonale-Linie, westlich von Gravedona (Como, Italia)*. – Diss. Univ. Zürich.
- GANSSER, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke*. – SMPM 17, p. 291–523.
- (1968): *The Insubric Line, a major geotectonic problem*. – SMPM 48, p. 123–143.
- GARG, N.K. (1967): *Myrmekite in charnockite from southwest Nigeria: A discussion*. – Amer. Mineralogist 52, p. 918–920.
- GERBER, E. (1963): *Über Bildung und Zerfall von Wänden*. – Geographica helv. 4, p. 331–345.

- GERBER, E.K. & SCHEIDEGGER, A.E. (1965): *Probleme der Wandrückwitterung, im besonderen die Ausbildung mechanischer Bruchflächen.* – Felsmech. Ingenieurgeol. Suppl. II, p. 80–87.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F. (1954 a): *The microcline-sanidine stability relations.* – Geochim. cosmochim. Acta 5, p. 1–19.
- (1954 b): *Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine.* – Geochim. cosmochim. Acta 6, p. 100–118.
- GOODSPEED, G.E. (1940): *Dilation and replacement dykes.* – J. Geol. 48, p. 175–195.
- GRAESER, S. & NIGGLI, E. (1967): *Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose.* In: «*Etages tectoniques*». Colloque de Neuchâtel, 18–21 avril 1966, p. 89–104.
- GREENWOOD, H.J. (1961): *The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--H}_2\text{O--Argon}$: Total pressure and water pressure in metamorphism.* – J. geophys. Research 66, p. 3923–3946.
- (1963): *The synthesis and stability of anthophyllite.* – J. Petrol. 4, p. 317–351.
- (1967): *Mineral equilibria in the system $\text{MgO--SiO}_2\text{--H}_2\text{O--CO}_2$.* In: *Researches in Geochemistry 2*, p. 542–567. (Edit. ABELSON, P.H.). – Wiley, New York.
- GRIGGS, D.T., TURNER, F.J. & HEARD, H.C. (1960): *Deformation of rocks at 500 °C to 800 °C.* – Mem. geol. Soc. Amer. 79, p. 39–104.
- GUBSER, R. & LAVES, F. (1967): *On X-ray properties of «Adularia», $(\text{K, Na}) \text{AlSi}_3\text{O}_8$.* – SMPM 47, p. 177–188.
- GULSON, B.L. (1971): *Age determinations on rocks of the Bergell region.* – Abstr. Europ. Coll. Geochronology, 6–10 Sept. 1971, Brussels.
- GYGI, R.A. (1969): *Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes.* – Beitr. Schweiz, N.F. 136.
- GYR, T. (1967): *Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs.* – Diss. ETH, Zürich.
- HANSON, G.N., EL TAHLAWI, M.R. & WEBER, W. (1966): *K–Ar and Rb–Sr ages of pegmatites in the south central Alps.* – Earth planet. Sci. Lett. 1, p. 407–413.
- HÄRME, M. (1965): *On the potassium migmatites of southern Finland.* – Bull. Comm. géol. Finlande 212, p. 1–43.
- HEIM, Alb. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* – Beitr. Schweiz 25.
- (1922): *Geologie der Schweiz* Bd. II/2. – Tauchnitz, Leipzig.
- HEZNER, L. (1903): *Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztals.* – Tschermaks mineral. petrogr. Mitt. 22, p. 437–471, 505–580.
- HINRICHSSEN, T. (1967): *Über den Stabilitätsbereich der $\text{Mg--Fe}^{2+}\text{--Al}$ -Mischkristallreihe rhombischer Hornblenden. Teil I: Hydrothermale Untersuchungen der Anthophyllit-Ferroanthophyllit-Mischkristallreihe.* – N. Jb. Mineral., Mh. p. 257–270.
- (1968): *Über den Stabilitätsbereich der $\text{Mg--Fe}^{2+}\text{--Al}$ -Mischkristalle rhombischer Hornblenden. Teil II. Hydrothermale Untersuchungen der Magnesium-Eisen-Mischkristallreihen von Gedriten.* – N. Jb. Mineral., Mh. p. 41–57.
- HOLLANDER, N.B. (1970): *Distribution of chemical elements among mineral phases in amphibolites and gneiss.* – Lithos 3, p. 93–111.
- HOLMQUIST, P.J. (1921): *Typen und Nomenklatur der Adergesteine.* – Geol. Fören. Stockholm, Förh. 43, p. 612–631.
- HOSCHEK, G. (1968): *Zur oberen Stabilitätsgrenze von Staurolith.* – Natw. 54, p. 226–227.
- (1969): *The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks.* – Contrib. Mineral. Petrol. 22, p. 208–232.
- HUBBARD, F.H. (1966): *Myrmekite in charnockite from southwest Nigeria.* – Amer. Mineralogist 51, p. 762–773.
- (1967a): *Myrmekite in charnockite from southwest Nigeria: A reply.* – Amer. Mineralogist 52, p. 920–923.
- (1967b): *Exsolution myrmekite. A proposed solid state transformation model.* – Geol. Fören. Stockholm, Förh. 89, p. 410–422.
- (1969): *The proportionality of quartz in myrmekite: A contribution to the discussion.* – Amer. Mineralogist 54, p. 988–989.
- JÄGER, E. (1970): *Rb–Sr systems in different degrees of metamorphism.* – Eclogae 63, p. 163–172.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): *Rb–Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen.* – Beitr. Schweiz, N.F. 134.
- JENNY, H. (1923): *Geologie der westlichen Adula.* In: JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. & KOPP J. (1923): *Geologie der Adula.* – Beitr. Schweiz, N.F. 51, p. 1–64.
- JOHANNES, W. (1967): *Zur Bildung und Stabilität von Forsterit, Talk, Serpentin, Quarz und Magnesit im System $\text{MgO--SiO}_2\text{--H}_2\text{O--CO}_2$.* – Contrib. Mineral. Petrol. 15, p. 233–250.
- JUNG, J. & ROQUES, M. (1952): *Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes.* – Bull. Serv. Carte géol. France 50, p. 1–61.
- KARAMATA, S. (1961): *Einfluss des geologischen Alters und des tektonischen Druckes auf die Art der Alkalifeldspäte.* – Inst. Lucas Mallada, Curs. Conf. 8, Madrid, p. 127–130.
- KELLER, F. (1968): *Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia–Pizzo Forno-Gebirgsgruppe.* – Beitr. Schweiz, N.F. 135.
- KIESLINGER, A. (1958): *Restspannung und Entspannung im Gestein.* – Geol. u. Bauwesen 24, p. 95–112.

- KITAHARA, S., TAKENOCHI, S. & KENNEDY, G.C. (1966): *Phase relations in the system MgO-SiO₂-H₂O at high temperature and pressures*. – Amer. J. Sci. 264, p. 223–233.
- KNOBLAUCH, P. & REINHARD, M. (1939): *Geol. Atlas der Schweiz 1:25000, Erläuterungen zu Blatt 516 lorio (Nr. 11)*. – Schweiz geol. Komm.
- KOPP, J. (1923): *Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox*. – Eclogae 18, p. 259–265.
- KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M. (1969): *Field Trip Guide Book*. In «Colloquium on the Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts, Switzerland 1969».
- KRANCK, E. H. (1953): *Interpretation of gneiss structures with special reference to Baffin Island*. – Proc. geol. Ass. Canada, p. 59–68.
- KRETZ, R. (1959): *Chemical study of garnet, biotite, and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals*. – J. Geol. 67, p. 371–402.
- (1960): *The distribution of certain elements among coexisting calcic pyroxenes, calcic amphiboles and biotites in skarns*. – Geochim. cosmochim. Acta 20, p. 161–191.
- (1961): *Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: Orthopyroxene-clinopyroxene and Orthopyroxene-garnet*. – J. Geol. 69, p. 361–387.
- (1963): *Temperature dependence of the distribution coefficient*. – Geol. Mag. 100, p. 190.
- (1966): *Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks*. – J. Petrol. 7, p. 68–94.
- KÜNDIG, E. (1926): *Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox*. – SMPM 6, p. 1–101.
- LAVES, F. (1950): *The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars*. – J. Geol. 58, p. 548–571.
- (1960): *Al/Si-Verteilungen, Phasen-Transformationen und Namen der Alkalifeldspäte*. – Z. Kristallogr. 113, p. 265–296.
- LAVES, F. & SOLDATOS, K. (1963): *Die Albit/Mikroklin-Orientierungs-Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Deutung*. – Z. Kristallogr. 118, p. 69–102.
- LAVES, F. & VISWANATHAN, K. (1967): *Relations between the optic axial angle and triclinicity of potash feldspars, and their significance for the definition of «stable» and «unstable» states of alkali feldspars*. – SMPM 47, p. 147–161.
- LEAKE, B. E. (1964): *The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites*. – J. Petrol. 5, p. 238–254.
- (1965): *The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism*. In: *Controls of metamorphism*, p. 299–318. (Edit.: PITCHER, W. S. & FLINN, G. W.). – Oliver & Boyd, Edinburgh.
- LJUNGGREN, P. (1957): *Banded gneisses from Gothenburg and their transformations*. – Geol. Fören. Stockholm, Förh. 79, p. 113–132.
- LOSERT, J. (1968): *On the genesis of nodular sillimanitic rocks*. – Int. geol. Congr. Prag, Rept. 23rd Sess. 4, p. 109–122.
- LÜCKE, K. & RIXEN, R. (1968): *Rekristallisation und Körngrösse*. – Metallkunde 59, p. 321–333.
- LUTH, W. C. (1969): *The systems NaAlSi₃O₈-SiO₂ and KAlSi₃O₈-SiO₂ to 20 kb and the relationship between H₂O content, p_{H₂O} and p_{total} in granitic magmas*. – Amer. J. Sci. 267, p. 325–341.
- LUTH, W. C., JAHNS, R. H. & TUTTLE, O. F. (1964): *The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars*. – J. geophys. Research 69, p. 759–773.
- MARFUNIN, A. S. (1961): *The relation between structure and optical orientation in potash-soda feldspars*. – Inst. Lucas Mallada, Curs. Conf. 8, Madrid, p. 97–109.
- MCCONNELL, J. D. C. (1965): *Electron optical study of effects associated with partial inversion in a silicate phase*. – Philos. Mag. 11/114, p. 1289–1301.
- MCINTIRE, W. L. (1963): *Trace element partition coefficients – a review of theory and applications to geology*. – Geochim. cosmochim. Acta 27, p. 1209–1264.
- MEHNERT, K. R. (1953): *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald I*. – N. Jb. Mineral., Abh. 85, p. 59–140.
- (1957): *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II*. – N. Jb. Mineral., Abh. 90, p. 39–90.
- (1962): *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald III*. – N. Jb. Mineral., Abh. 98, p. 208–249.
- (1963): *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald IV*. – N. Jb. Mineral., Abh. 99, p. 161–199.
- (1968): *Migmatites*. – Elsevier, Amsterdam.
- MERLA, G. (1935): *Le formazioni cristalline fra l'alto Lario e la Val Bregaglia*. – Boll. r. Uff. geol. Ital. 60/3, p. 1–18.
- MILNES, A. G. (1964): *Structure and history of the Antigorio nappe (Simplon group, North Italy)*. – Diss. Univ. Basel (unveröff. Mskr.).
- (1969a): *On the orogenic history of the central Alps*. – J. Geol. 77, p. 108–112.
- (1969b): *Strain analysis of the basement nappes in the Simplon region, northern Italy*. – Int. geol. Congr. Prag, Rept. 23rd Sess. 3, p. 61–76.
- (1971): *Regional variations in quartz c-axis preferred orientations in the Central Alps*. – Nature phys. Sci. 231/23, p. 117–122.
- MITTELHOLZER, A. E. (1936): *Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone, mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges*. – SMPM 16, p. 19–182.

- MOXHAM, R.L. (1965): *Distribution of minor elements in coexisting hornblendes and biotites*. – Canadian Mineralogist 8, p.204–240.
- MUELLER, R.F. (1961): *Analysis of relations among Mg, Fe and Mn in certain metamorphic minerals*. – Geochim. cosmochim. Acta 25, p.267–296.
- MÜLLER, R.O. (1958): *Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula*. – SMPM 38, p.403–474.
- NABHOLZ, W.L. & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)*. – Eclogae 56, p.755–808.
- NICKEL, E. (1954): *Grenzfazies und Angleichgefüge der varistischen Elemente im kristallinen Odenwalde*. – Feller-Nottuln, Kettwig (Ruhr).
- (1963): *Einströmungs- und Amplatzgefüge von Graniten (Beiträge zur Tektonik von Fließgefügen I)*. – SMPM 43, p.499–528.
- NICKEL, E., KOCK, H. & NÜNGÄSSER, W. (1967): *Modellversuche zur Fließregelung in Graniten (Beiträge zur Tektonik von Fließgefügen III)*. – SMPM 47, p.399–497.
- NIGGLI, E. (1953): *Zur Stereometrie und Entstehung der Aplit-, Granit- und Pegmatitgänge im Gebiet von Sept-Laux (Belledonne-Massiv s.L.)*. – Leidse geol. Meded. 17, p.215–236.
- (1960): *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. – Int. geol. Congr. Copenhagen, Rept. 21st Sess. Norden 13, p.132–138.
- (1970): *Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung*. – Fortschr. Mineral 47, p.16–26.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C.R. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit)*. – Eclogae 58, p.335–368.
- NIGGLI, E. & TOBI, A.C. (1953): *Über ein Cummingtonit-Quarz-Plagioklasgestein als Glazialgeschiebe in Drente (Niederlande) mit einer Bemerkung über die röntgenographische Bestimmung der Amphibole*. – Proc. koninkl. nederl. Akad. Wetensch., Ser. B, 56/3, p.280–284.
- NIGGLI, P. (1948): *Gesteine und Minerallagerstätten I*. – Birkhäuser, Basel.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. & KÜNDIG, E. (1936): *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniothal*. – Beitr. Schweiz, N.F. 71.
- NISSEN, H.-U. (1967a): *Direct electron-microscopic proof of domain texture in orthoclase ($KAlSi_3O_8$)*. – Contrib. Mineral. Petrol. 16, p.354–360.
- (1967b): *Domänengefüge, Natriumgehalt, Natriumentmischung und Gitterkonstanten von Alkalifeldspaten (Mikroklin, Orthoklas, Adular) der Schweizeralpen*. – SMPM 47, p.1140–1145.
- ORVILLE, P.M. (1963): *Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases*. – Amer. J. Sci. 261, p.201–237.
- (1969): *A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites*. – Amer. J. Sci. 267, p.64–86.
- PAGE, N.J. (1967): *Serpentinization at Burro Mountain, California*. – Contrib. Mineral. Petrol. 14, p.321–342.
- PERRIN, R. & ROUBAULT, E. (1953): *Aplites et pegmatites. Injection ou remplacement*. – Congr. géol. int. Alger 1952, C.R. 19^e Sess. 6, p.201–216.
- PETERS, T. (1963): *Mineralogie und Petrographie des Totalserpentins bei Davos*. – SMPM 43, p.529–685.
- PHILLIPS, A.H. & HESS, H.H. (1936): *Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks*. – Amer. Mineralogist 21, p.333–362.
- PHILLIPS, E.R. (1964): *Myrmekite and albite in some granites of the New England Batholith, New South Wales*. – J. geol. Soc. Australia 11, p.49–59.
- PHILLIPS, E.R. & RANSOM, D.M. (1968): *The proportionality of quartz in myrmekite*. – Amer. Mineralogist 53, p.1411–1413.
- (1970). *Myrmekitic and non-myrmekitic plagioclase compositions in gneisses from Broken Hill, New South Wales*. – Mineral. Mag. 37, p.729–732.
- PICCOLI, G. (1962): *Le migmatiti del granito di San Fedelino (Alpi Lombarde)*. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 22.
- PITCHER, W.S. (1965): *The aluminium silicate polymorphs*. In: *Controls of metamorphism*, p. 327–341. (Edit.: PITCHER, W.S. & FLINN, G.W.). – Oliver & Boyd, Edinburgh.
- PIWINSKII, A.J. (1968): *Experimental studies of igneous rock series: Central Sierra Nevada Batholith, California*. – J. Geol. 76, p.548–570.
- PIWINSKII, A.J. & WYLLIE, P.J. (1968): *Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon*. – J. Geol. 76, p.205–234.
- PLAS, L. VAN DER (1959): *Petrology of the northern Adula region, Switzerland*. – Leidse geol. Meded. 24, p.415–602.
- PLATEN, H. VON (1965): *Kristallisation granitischer Schmelzen*. – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. 11, p.334–381.
- PLATEN, H. VON & HÖLLER, H. (1966): *Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark bei 2, 4, 7 und 10 kb H_2O -Druck*. – N. Jb. Mineral., Abh. 106, p.106–130.
- PRICE, N.J. (1966): *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks*. – Pergamon, Oxford.
- RABBITT, J.C. (1948): *A new study of the anthophyllite series*. – Amer. Mineralogist 33, p.263–323.

- RAMBERG, H. (1959): *Evolution of pygmatic folding*. – Norsk geol. Tidsskr. 39, p.99–152.
- (1960): *Relationships between length of arc and thickness of pygmatically folded veins*. – Amer. J. Sci. 258, p.36–46.
- (1962): *Intergranular precipitation of albite formed by unmixing of alkali feldspar*. – N. Jb. Mineral., Abh. 98, p.14–34.
- (1964): *Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds*. – Tectonophysics 1/4, p.307–341.
- (1967a): *The Scandinavian Caledonides as studied by centrifuged dynamic models*. – Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala 43/4, p.1–72.
- (1967b): *Gravity, deformation and the earth's crust as studied by centrifuged models*. – Academic Press, London.
- RAMBERG, H. & DE VORE, G. (1951): *The distribution of Fe^{++} and Mg^{++} in coexisting olivines and pyroxenes*. – J. Geol. 59, p.193–210.
- RAMBERG, H. & WIDENFALK, L. (1968): *Bildning av myrmekit (abstr.)*. – Geol. Fören. Stockholm, Förh. 90, p.470.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. – McGraw-Hill, New York.
- RANSOM, D. M. & PHILLIPS, E. R. (1969): *The proportionality of quartz in myrmekite: A reply*. – Amer. Mineralogist 54, p.984–987.
- RAST, N. (1965): *Nucleation and growth of metamorphic minerals*. In: *Controls of metamorphism*, p.73–102. (Edit.: PITCHER, W. S. & FLINN, G. W.). – Oliver & Boyd, Edinburgh.
- RAUMER, J. F. VON (1967): *Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit (Beiträge zur Tektonik von Fließgefügen V)*. – SMPM 47, p.499–579.
- REINHARD, M. (1931): *Universaldrehtischmethoden*. – Wepf, Basel.
- REPOSSI, E. (1915): *La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici I*. – Mem. Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano 8/1.
- (1916). *La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici II*. – Mem. Soc. Ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano 8/2.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. & BELL, P. M. (1969): *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point*. – Amer. J. Sci. 267, p.259–272.
- RITTMANN, A. (1929): *Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithischen*. – SMPM 9, p.1–46.
- ROCK-COLOR CHART COMMITTEE (1963): *Rock-color chart*. – Geol. Soc. Amer., New York.
- ROLLE, F. (1878): *Uebersicht der geologischen Verhältnisse der Landschaft Chiavenna in Oberitalien*. – Bergmann, Wiesbaden.
- (1879): *Mikropetrographische Beiträge aus den Rhätischen Alpen*. – Bergmann, Wiesbaden.
- (1881): *Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin*. – Beitr. Schweiz 23.
- RONNER, F. (1963): *Systematische Klassifikation der Massengesteine*. – Springer, Wien.
- ROOTHAAN, H. P. (1919): *Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals*. – Jber. natf. Ges. Graubünden 59, p.1–83.
- SANDER, B. (1948): *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I*. – Springer, Wien.
- (1950): *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper II*. – Springer, Wien.
- SAN MIGUEL, A. (1969): *The aplite-pegmatite association and its petrogenetic interpretation*. – Lithos 2, p.25–37.
- SAXENA, S. K. (1966): *Distribution of elements between coexisting biotite and hornblende in metamorphic Caledonides, lying to the west and northwest of Trondheim, Norway*. – N. Jb. Mineral., Mh., p.67–80.
- (1968): *Crystal-chemical aspects of distribution of elements among certain coexisting rock-forming silicates*. – N. Jb. Mineral., Abh. 108, p.292–323.
- (1969): *Distribution of elements in coexisting minerals and the problem of chemical disequilibrium in metamorphosed basic rocks*. – Contrib. Mineral. Petrol. 20, p.177–197.
- SCHMUTZ, H.-U. (1968) *Geologische-petrographische Untersuchungen östlich Chiavenna (Italien)*. – Diplomarbeit ETH Zürich (unveröff. Mskr.).
- SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. & STERN, W. (1968): *Zur Mineralchemie von Hellglimmern in den Tessiner Alpen*. – SMPM 48, p.357–390.
- SCHWANDER, H. & STERN, W. (1969): *Zur Analyse von Cordierit*. – SMPM 49, p.585–595.
- SCHWANDER, H. & WENK, E. (1965): *Monazit als Kern pleochroitischer Höfe in Biotiten der Tessiner Gneisse*. – SMPM 45, p.797–806.
- (1967): *Studien mit der Röntgen-Mikrosonde an basischen Plagioklasen alpiner Metamorphite*. – SMPM 47, p.225–234.
- SHARMA, R. S. (1969): *On banded gneisses and migmatites from Lavertezzo and Rozzera (Valle Verzasca, Canton Tessin)*. – SMPM 49, p.199–276.
- SHELLEY, D. (1964): *On myrmekite*. – Amer. Mineralogist 49, p.41–52.
- (1966): *The significance of granophyric and myrmekitic textures in the Lundy Granites*. – Mineral. Mag. 35, p. 678–692.
- (1967): *Myrmekite and myrmekite-like intergrowths*. – Mineral. Mag. 36, p.491–503.

- (1968): *A note on the relationship of sillimanite to biotite*. – *Geol. Mag.* 105, p. 543–545.
- (1969): *The proportionality of quartz in myrmekite: A discussion*. – *Amer. Mineralogist* 54, p. 982–984.
- STAUB, R. (1916): *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen*. – *Beitr. Schweiz, N.F.* 46.
- (1924): *Der Bau der Alpen*. – *Beitr. Schweiz, N.F.* 52.
- (1937): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. 1. Teil*. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 82, p. 1–140.
- (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau*. – *Beitr. Schweiz, N.F.* 103.
- STECK, A. (1968): *Junge Bruchsysteme in den Zentralalpen*. – *Eclogae* 61, p. 387–393.
- STERN, W. B. (1966): *Zur Mineralchemie von Glimmern aus Tessiner Pegmatiten*. – *SMPM* 46, p. 137–188.
- STRASSER, E. (1928): *Geologie der Pizzo di Claro-Torrone-Alto-Kette sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessental*. – *Diss. Univ. Zürich*.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): *Classification and nomenclature of igneous rocks*. – *N. Jb. Mineral., Abh.* 107, p. 144–240.
- STROHBACH, H. (1965): *Der mittlere Abschnitt der Tambodecke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeckung*. – *Diss. Univ. Zürich*.
- TAYLOR, W. H. (1962): *The structures of the principal feldspars*. – *Norsk. geol. Tidsskr.* 42, p. 1–24.
- TOZER, C. F. (1955): *The mode of occurrence of sillimanite in the Glen district, Co. Donegal*. – *Geol. Mag.* 92, p. 310–320.
- TRÖGER, W. E. (1967): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband*. – Schweizerbart, Stuttgart.
- TROMMSDORFF, V. (1966): *Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon*. – *SMPM* 46, p. 431–460.
- (1968): *The wollastonite reaction in the western Bergell Alps*. – *SMPM* 48, p. 828–829.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B. W. (1969): *The stable association enstatite-forsterite-chlorite in amphibolite facies ultramafics of the Lepontine Alps*. – *SMPM* 49, p. 325–332.
- TURNER, F. J. (1941): *The development of pseudostratification by metamorphic differentiation in the schists of Otago, New Zealand*. – *Amer. J. Sci.* 239, p. 1–16.
- (1948): *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*. – *Mem. geol. Soc. Amer.* 30.
- (1968): *Metamorphic petrology*. – McGraw-Hill, New York.
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites*. – McGraw-Hill, New York.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. (1958): *Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O*. – *Mem. geol. Soc. Amer.* 74.
- VERNON, R. H. (1968): *Microstructures of high grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia*. – *J. Petrol.* 9, p. 1–22.
- VIDALE, R. (1969): *Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands*. – *Amer. J. Sci.* 267, p. 857–874.
- VIRGO, D. (1969): *Partitioning of sodium between coexisting K-feldspar and plagioclase from some metamorphic rocks*. – *J. Geol.* 77, p. 173–182.
- VISWANATHAN, K. & GHOSE, S. (1965): *The effect of Mg²⁺–Fe²⁺ substitution on the cell dimensions of cumingtonites*. – *Amer. Mineralogist* 50, p. 1106–1112.
- VOLL, G. (1960): *New work in petrofabrics*. – *Liverpool Manchester geol. J.* 2, p. 503–567.
- WALKER, K. R., JOPLIN, G. A., LOVERING, J. F. & GREEN, R. (1960): *Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of north-western Queensland*. – *J. geol. Soc. Australia* 6, p. 149–177.
- WARREN, B. E. & MODELL, D. I. (1930): *The structure of anthophyllite H₂Mg₇(SiO₃)₈*. – *Z. Kristallogr.*, 75, p. 161–178.
- WATSON, J. (1948): *Late sillimanite in the migmatites of Kildonan, Sutherland*. – *Geol. Mag.* 85, p. 149–162.
- WEBER, W. (1966): *Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco*. – *Diss. ETH, Zürich*.
- WENK, E. (1937): *Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud (Schärenhof von Stockholm)*. – *Bull. geol. Inst. Uppsala* 26, p. 53–89.
- (1943): *Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin)*. – *SMPM* 23, p. 266–294.
- (1948): *Ostalpines und penninisches Kristallin*. – *SMPM* 28, p. 761–771.
- (1953): *Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin*. – *Eclogae* 46, p. 9–21.
- (1955): *Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen*. – *SMPM* 35, p. 311–319.
- (1956): *Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera*. – *Eclogae* 49, p. 251–265.
- (1958): *Zur Systematik des linearen Parallelgefüges*. – *SMPM* 38, p. 492–493.
- (1962a): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen*. – *SMPM* 42/1, p. 139–152.
- (1962b): *Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen*. – *Geol. Rdsch.* 52, p. 754–766.
- (1963): *Zur Definition von Schiefer und Gneiss*. – *N. Jb. Mineral., Mh.*, p. 97–107.
- (1968): *Cordierit in Val Verzasca*. – *SMPM* 48, p. 455–457.

- (1970a): *Distribution of Al between coexisting micas in metamorphic rocks from the Central Alps*. – Contrib. Mineral. Petrol. 26, p. 50–61.
- (1970b): *Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin*. – Fortschr. Mineral. 47, p. 34–51.
- WENK, E. & KELLER, F. (1969): *Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen*. – SMPM 49, p. 157–198.
- WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. & STERN, W. (1963): *Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessiner Alpen*. – SMPM 43, p. 435–463.
- WENK, H.-R. (1965): *Gefügestudie an Quarzknauern und -lagen der Tessiner Kulmination*. – SMPM 45, p. 467–515.
- (1966): *Die Geologische Abbildung, erläutert am Beispiel der Zentralalpen*. – Eclogae 59, p. 777–788.
- (1967): *Triklinität der Alkalifeldspäte in lepontinischen Gneissen*. – SMPM 47, p. 129–146.
- WHITE, A.J.R. (1966): *Genesis of migmatites from the Palmer region of South Australia*. – Chem. Geol. 1, p. 165–200.
- WHITTAKER, E.J.W. & ZUSSMAN, J. (1956): The characterization of serpentine minerals by x-ray diffraction. – Mineral. Mag. 31, p. 107–126.
- WIDENFALK, L. (1969): *Electron micro-probe analyses of myrmekite plagioclases and coexisting feldspars*. – Lithos 2, p. 295–309.
- WIELAND, H. (1966): *Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia)*. – SMPM 46, p. 189–303.
- WILCOX, R.E. & POLDERVAART, A. (1958): *Metadolerite dike swarm in Bakersville-Roan mountain area, North Carolina*. – Bull. geol. Soc. Amer. 69, p. 1323–1368.
- WINKLER, H.G.F. (1961): *On coexisting feldspars and their temperature of crystallization*. – Inst. Lucas Mallada, Curs. Conf. 8, Madrid, p. 9–13.
- (1967): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. – Springer, Berlin.
- WONES, D.R. (1963): *Physical properties of synthetic biotites on the join phlogopite-annite*. – Amer. Mineralogist 48, p. 1300–1321.
- WONES, D.R. & EUGSTER, H.P. (1965): *Stability of biotite: experiment, theory and application*. – Amer. Mineralogist 50, p. 1228–1272.
- WUNDERLICH, H.G. (1958): *Ablauf und Altersverhältnis in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens*. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Abt. IIa, 7.
- ZEN, E.-AN (1969): *The stability relations of the polymorphs of aluminium silicate: a survey and some comments*. – Amer. J. Sci. 267, p. 297–309.
- ZURFLÜH, E. (1961): *Zur Geologie des Monte Spluga*. – Diss. ETH, Zürich.
- ZWAAN, P.C. (1954): *On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams*. – Leidse geol. Meded. 19, p. 167–276.
- ZWART, H.J. (1960): *Relations between folding and metamorphism in the central Pyrenees, and their chronological succession*. – Geol. en Mijnb. 39, p. 163–180.

Geologische Karten

- Carta geologica d'Italia 1:100000, foglio 17: Chiavenna (1941)*. – Serv. geol. ital.
- CHRIST, P., GÜNTHER, A. & SPICHER, A. (1964): *Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Bl. 8: Engadin*. – Schweiz geol. Komm.
- ROLLE, F. (1882): *Geologische Karte der Schweiz 1:100000, Blatt 19: Bellinzona–Chiavenna*. – Schweiz. geol. Komm.
- STAUB, R. (1923): *Tektonische Karte der Alpen 1:1000000, Geol. Spez.-Karte 105*. – Schweiz. geol. Komm.
- (1946): *Geologische Karte der Bernina-Gruppe 1:50000, Geol. Spez.-Karte 118*. – Schweiz. geol. Komm.
- STUDER, B. & ESCHER VON DER LINTH, A. (1867): *Carte géologique de la Suisse 1:380000, 2^e éd.* – Wurster, Randegger & Co, Winterthur.

Lebenslauf

Rudolf Hännny

Bürger von Leuzigen BE (Schweiz)

20. April 1938	Geboren in Lenzburg AG
1945–1950	Primarschule in Lenzburg
1950–1954	Bezirksschule in Lenzburg
1954–1958	Gymnasium der Kantonsschule Aarau
1958	Maturität Typus B
1958–1970	Studium der Geologie an der ETH (1. Semester) und Universität Zürich
1960	Vorprüfung: Chemie (Prof. Dr. E. Schumacher)
1961	Vorprüfung: Paläontologie (Prof. Dr. E. Kuhn-Schnyder)
1962	Vorprüfung: Mineralogie-Petrographie (Prof. Dr. C. Burri)
1961–1970	Dissertation unter der Leitung von Prof. Dr. A. Gansser
1963 und 1965	Geologische Forschungsexpeditionen zusammen mit Prof. Dr. A. Gansser in den östlichen Himalaya (Bhutan)
1966–1967	Einführung in die Isotopengeochemie unter der Leitung von Dr. G. Hanson, Prof. Dr. M. Grünenfelder und Prof. P. Signer

Während des Studiums an der ETH und Universität Zürich habe ich die Vorlesungen, Übungen, Praktika und Kurse folgender Professoren, Dozenten und Lehrbeauftragten besucht: H.-U. Bambauer, W. Bickel, H. Boesch, R. Büchner, C. Burri, E. Dal Vesco, J. Eggert, H.P. Eugster, K. v. Fischer, A. Gansser, F. Gassmann, M. Grünenfelder, E. Hadorn, R. Hantke, F. Hofmann, K.L. Hsü, G. Huber, H. Jäckli, G. Jedlicka, P. Karrer, E. Kuhn-Schnyder, E. Kündig, F. Laves, W. Leupold, W.M. Meier, P. Moor, H.-U. Nissen, R. Parker, N. Pavoni, F. de Quervain, P. Scherrer, K. Schmid, E. Schumacher, G. Schwarzenbach, P. Signer, E. Specker, R. Steiger, H. Suter, R. Trümpy, T.R. Walker, G. Wasserburg, M. Weibel, E. Wenk, B. Ziegler.

